F 1329

STUDII ȘI CERCETĂRI DE GEOLOGIE GEOFIZICĂ GEOGRAFIE

SERIA

GEOLOGIE

1

TOMUL 12
1967

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

COMITETUL DE REDACȚIE

Redactor responsabil:

ACADEMICIAN AL. CODARCEA

Redactor responsabil adjunct:

ACADEMICIAN N. PETRULIAN

Membri:

ACADEMICIAN G. MURGEANU; ACADEMICIAN M. G. FILIPESCU;
V. IANOVICI, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România;
D. GIUȘCĂ, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România;
P. ȘOIGAN — secretar de redacție

Prețul unui abonament este de 60 de lei.

În țară abonamentele se fac la oficiile poștale, agențiile poștale, factorii și difuzorii voluntari din întreprinderi și instituții.

Orice comandă din străinătate (numere izolate sau abonamente) se face prin CARTIMEX, Căsuța poștală 134—135 București, Republica Socialistă România sau prin reprezentanții săi din străinătate.

Manuscrisele, cărțile și revistele pentru schimb, precum și orice corespondență, se vor trimite pe adresa comitetului de redacție al revistei „Studii și cercetări de geologie, geofizică și geografie — Seria geologie".

APARE DE DOUĂ ORI PE AN

ADRESA REDACȚIEI
CALEA VICTORIEI NR. 125
BUCUREȘTI

F 1329

STUDII ŞI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE
SERIA
GEOLOGIE

TOMUL 12 1967 NR. 1

SUMAR

Pag.

N. PETRULIAN şi L. STECLACI, Contribuţii geochimice la geneza zăcămîntului de la Leşul Ursului 3
V. IANOVICI şi AL. DIMITRIU, Natura statistică a distribuţiilor asimetrice în geochimie 15
V. IANOVICI, C. IONESCU, V. IGNAT şi VENERA CODARCEA, Studiul proceselor de deformare plastică a şisturilor verzi din Dobrogea centrală 31
D. GIUŞCĂ, H. SAVU şi M. BORCOŞ, Asupra stratigrafiei şisturilor cristaline din Munţii Apuseni 41
MARCELA DESSILA CODARCEA, Noi date asupra stratigrafiei terenurilor cristalofiliene din România 57
G. CIOFLICA, CECILIA VASILIU şi Ş. VLAD, Granaţii din skarnele de la Băiţa Bihorului 69
CORNELIA BOTEZ, OR. NICHITA, L. IONESI, N. IORGA şi C. CĂRUNTU, Studiul geochimic comparativ între stratele de Bisericani de pe valea Bistriţei şi cele de pe Valea Humorului 79
I. BERCIA, Studii microtectonice în şisturile cristaline din regiunea Ghelar — Vadu Dobrii (Munţii Poiana Ruscă) 97
H. SAVU, CECILIA VASILIU şi CONSTANŢA UDRESCU, Variaţia compoziţiei chimice a granaţilor piralspitici şi a biotitelor din zonele metamorfice ale cristalinului Munţilor Semenic 129
CONSTANTINA STANCIU, AL. DIMITRIU şi CONSTANŢA UDRESCU, Studiul geochimic al procesului de sericitizare a andezitului cuarţifer din Munţii Metaliferi (zăcămîntul Bucium şi Concordia) 145
OSCAR W. MAIER şi IOAN SOLOMON, Rocile eruptive metamorfozate din partea de vest a Masivului Poiana Ruscă (Nădrag — Hăuzeşti) 159
M. G. FILIPESCU, Geologia Carpaţilor Orientali 171
E. LITEANU, A. PRICĂJAN, I. ANDREESCU şi GH. ISTRATE, Succesiunile stratigrafice din Platforma Cotmeana 183
N. ŞURARU, L. GÁBOS şi MARIA ŞURARU, Contribuţii la cunoaşterea clipeastridelor eocene 193
FLOREI NICOLAE şi BĂLUŢĂ CRIŞAN, Date noi asupra faunei tortoniene de la Zorlenţul Mare (Banat) 201
V. MOISESCU şi GH. POPESCU, Studiul stratigrafic al formaţiunilor paleogene şi miocene din regiunea Chinteni — Baciu — Sînpaul (nord-vestul Transilvaniei) 211

Pag.

ELISABETA HANGANU şi FLORICA NEGOIŢĂ, Contribuţii la trasarea limitei miocen—pliocen pe bază de ostracode 225

N. MIHĂILESCU, N. PANIN, L. CONTESCU şi D. JIPA, Transportul şi sedimentarea galeţilor din molasa conglomeratică albiană din Carpaţii Orientali (România) 231

EMIL AVRAM, Consideraţii paleontologice asupra cretacicului superior de la Stoeneşti — Coteneşti (valea Dîmboviţei) 237

NOTE

MIRCEA MUREŞAN, Structura tectonică a părţii de sud a zonei cristalino-mezozoice din Carpaţii Orientali 243

RECENZII

EMIL AVRAM, Tratatul asupra paleontologiei nevertebratelor, volumul *H. Brachiopoda* 249

RÉSUMÉS — ABSTRACTS — ZUSAMMENFASSUNGEN 253

St. şi cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie, t. 12, nr. 1, p. 1—264, Bucureşti, 1967.

CONTRIBUȚII GEOCHIMICE LA GENEZA ZĂCĂMÎNTULUI DE LA LEȘUL URSULUI*

DE

N. PETRULIAN și L. STECLACI

55(05)

Interpretarea cercetărilor geochimice, bazate pe studiul distribuției elementelor majore și minore, ca și pe solubilitatea în soluție de NaCl a sulfurilor de Cu, Pb și Zn, corelate cu observațiile complexe ale cercetătorilor anteriori, pledează în favoarea genezei hidrotermal-metamorfozat regional a zăcămîntului polimetalic de la Leșul Ursului.

Zăcămîntul de la Leșul Ursului se găsește în partea nordică a Carpaților Orientali în zona cristalino-mezozoică, dispus concordant în șisturi clorito-sericitoase, uneori cuarțitice și clorito-albitice (cu ilmenit și sfen). Pachetele de șisturi mineralizate se găsesc intercalate între șisturi grafitoase și roci porfirogene. Aceste roci reprezintă produse vulcanice ale magmatismului bazic și acid precambrian, de geosinclinal, însoțite de produse terigene supuse unui proces de epimetamorfism (6), (10), (11), (17).

Lucrările miniere au pus în evidență trei zone mineralizate aproape paralele (zona I, II și III), cu lungimi mari și grosimi variabile, puternic tectonizate, formate din lentile de minereu compact, însoțite discontinuu de minereu de impregnație, ultimul predominînd cantitativ.

Studiul calcografic a arătat prezența următoarelor minerale metalice (în ordinea frecvenței): pirită, calcopirită, blendă, galenă, mispichel, pirotină, marcasită, bismutină, galenobismutină, tetraedrit, bournonit, jamesonit, semseyit, aur, magnetit, ilmenit, rutil, anataz, limonit și

* Prezentată la Sesiunea generală de comunicări științifice, cu prilejul Centenarului Academiei, 21—24 Septembrie 1966.

St. și cerc. de geol., geof. și geogr., Seria geologie, t. 12, nr. 1, p. 3—14, București, 1967

covelină, iar ca minerale de gangă : cuarţ, calcit, ankerit, clorit, sericit, muscovit, albit şi sfen (20), (26). Compoziţia mineralogică, corodarea şi înlocuirea reciprocă a sulfurilor (fig. 1 şi 2), ca şi structurile de dezamestec (fig. 2), sînt cu totul asemănătoare cu cele întîlnite în zăcămintele hidrotermale. În plus, o serie de minerale casante (pirita, magnetitul, mispichelul, cuarţul etc.) prezintă brecifieri şi recristalizări (fig. 3 şi 4), iar altele, mai plastice (calcopirita, galena şi, parţial, blenda), le mulează, insinuîndu-se pe cele mai fine fisuri (fig. 1, 3 şi 4). Este modul tipic de prezentare a mineralelor care au suferit acţiunea unui metamorfism regional.

Studiile petrografice şi calcografice au furnizat o serie de date care pot servi la elucidarea genezei zăcămîntului de la Leşul Ursului. Cum problema este însă deosebit de complexă şi controversată, am considerat că este interesant şi util să argumentăm geneza zăcămîntului şi cu interpretarea cercetărilor geochimice.

Cercetările geochimice au urmărit stabilirea distribuţiei elementelor majore şi minore în baza analizelor chimice şi spectrografice efectuate sistematic pe probe de minereu din zăcămînt (fig. 5—10). Minereul a fost caracterizat în primul rînd, separat pe tipuri, compact (fig. 5 şi 6) şi de impregnaţie (fig. 7, 8 şi 9), pe zone : zonele I (fig. 5 şi 7), a II-a (fig. 6 şi 8) şi a III-a (fig. 9), şi pe înălţime, iar apoi din ce în ce mai general, pînă la reprezentarea unică pe tot zăcămîntul (fig. 10). Pentru studierea distribuţiei elementelor majore s-au întocmit curbe de echiconţinut (cuprometrice, plumbometrice şi zincometrice) şi reprezentări statistice (histograme)[1].

Interpretarea diagramelor obţinute permite o serie de concluzii, între care semnalăm ca mai importante :

— Distribuţia elementelor majore în minereul compact este cantitativ diferită de cea din minereul de impregnaţie (compararea fig. 5 şi 6 cu fig. 7, 8 şi 9). Această diferenţă apare mai accentuată la compararea minereului compact din zona I, bogat în plumb şi zinc şi sărac în cupru (fig. 5), cu impregnaţia respectivă, unde predomină cuprul faţă de plumb şi zinc (fig. 7).

— Minereul compact din cele trei zone nu este omogen. În minereul din zona I, plumbul şi zincul au maximum de frecvenţă în defavoarea cuprului (fig. 5), pe cînd în zonele a II-a şi a III-a situaţia este inversă (fig. 6).

— Curbele reprezentative ale minereului de impregnaţie din toate cele trei zone sînt, în schimb, mai asemănătoare între ele, arătînd existenţa aceloraşi legi de distribuţie (fig. 7, 8 şi 9). Se remarcă, într-adevăr, preponderenţa permanentă a cuprului faţă de plumb şi zinc, deşi apar mici deosebiri cantitative între impregnaţia zonei I (cu valori mai mici pentru cupru şi ceva mai mari pentru plumb şi zinc) şi cele ale zonelor a II-a şi a III-a, foarte asemănătoare între ele.

— În ceea ce priveşte distribuţia pe verticală a elementelor, în toate cele trei zone ea este destul de omogenă. În zona I se observă

[1] S-au stabilit următoarele intervale de conţinut :
— pentru cupru : < 0,50% Cu, 0,5—1% Cu şi > 1% Cu ;
— pentru plumb şi zinc : < 1% Pb (respectiv Zn), 1—2% Pb (respectiv Zn), > 2 % b, (respectiv Zn).

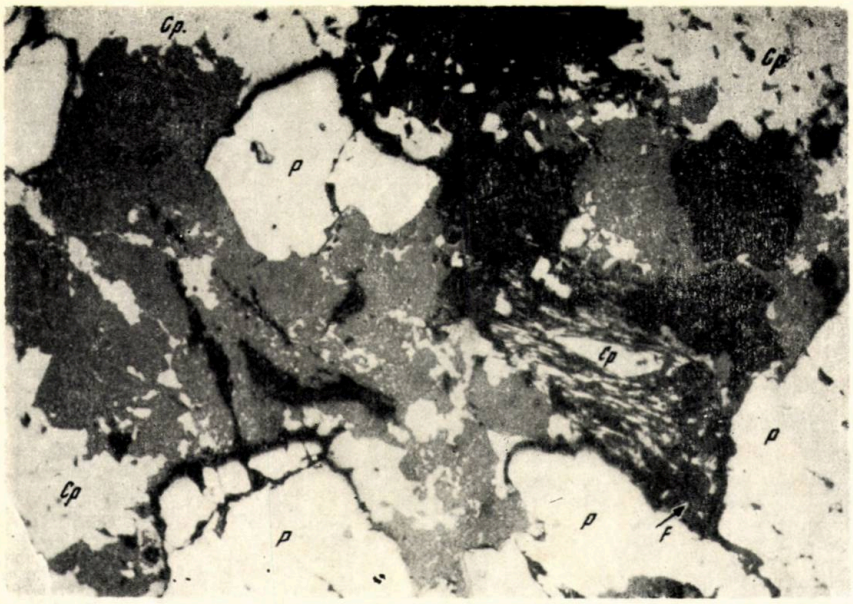


Fig. 1. — Pirita (P) corodată de blendă cu dezamestecuri de calcopirită (B + Cp). Calcopirita (Cp) substituie, la rîndul ei, blenda şi este parţial presată şi mulată între lamele de filosilicaţi (F). Negru — cuarţ. Mărire 100 ×. Lumină naturală.

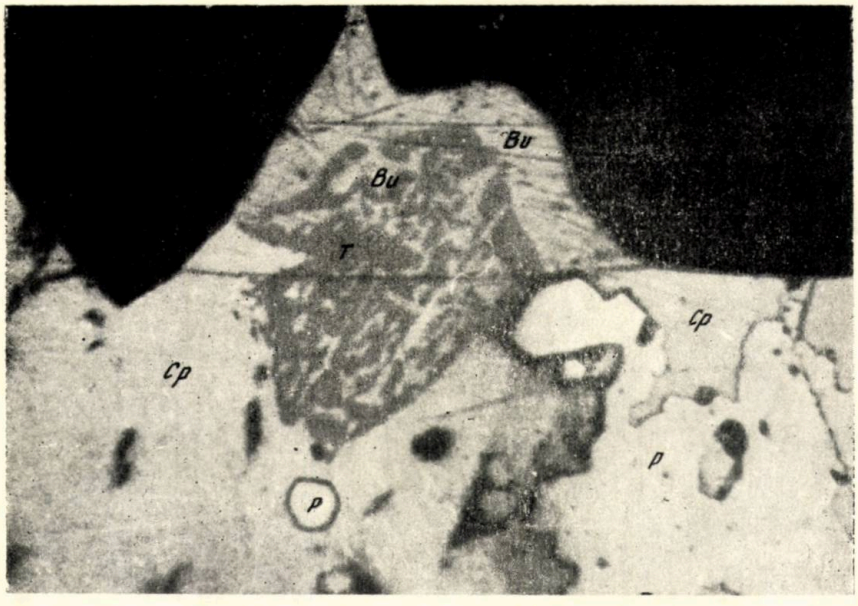


Fig. 2. — Dezamestec orientat între tetraedrit (T) şi bournonit (Bu). Calcopirita (Cp) şi, parţial, tetraedritul substituie pirita (P). Negru—ganga. Mărire 1 275 ×. Lumină naturală. Imersie în ulei.

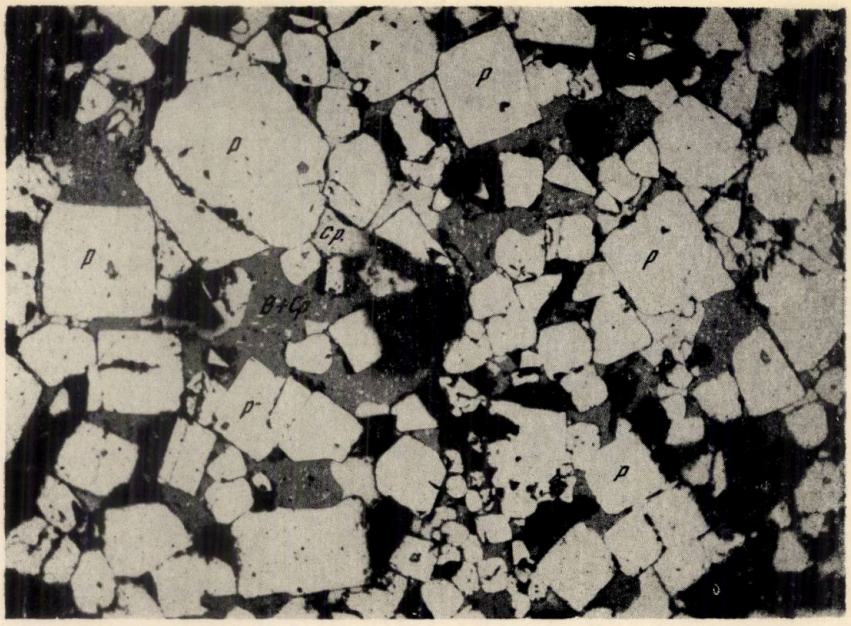


Fig. 3. — Pirita (P) în granule idiomorfe rezultate prin recristalizare, parțial cataclazate. Blenda cu dezamestec de calcopirită (B + Cp) și calcopirita (Cp) cimentează granulele de pirită. Se observă cum calcopirita are în general putere mai mare de a se mula și insinua pe fisuri. Mărire 120×. Lumină naturală.

Fig. 4. — Grăunte de magnetit (Ma), înconjurat parțial de pirită (P), ambele cataclazate. Pe fisurile magnetitei au fost presați carbonați (C) cu puțină blendă (B), parțial sfărîmată. Mărire 90 ×. Lumină naturală.

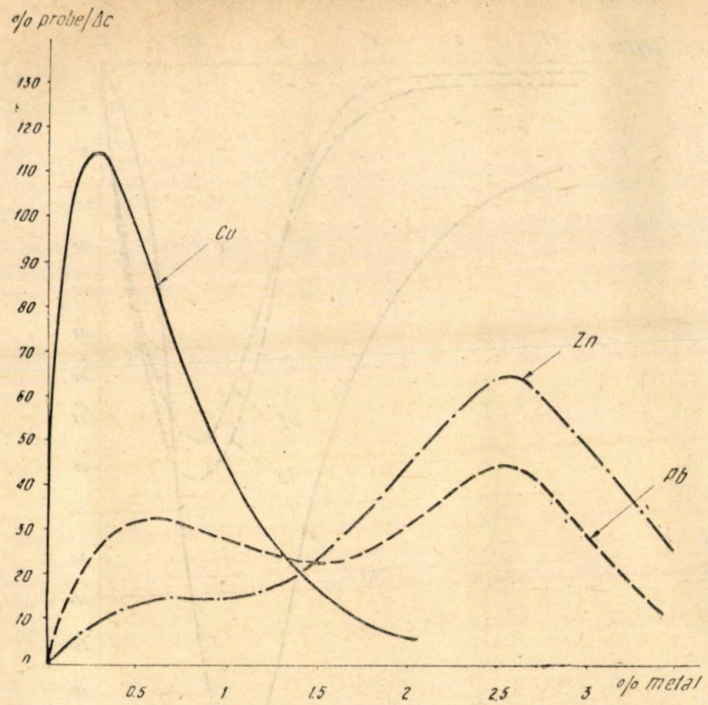


Fig. 5. — Histogramele conținuturilor în Cu, Pb și Zn din minereul compact din zona I.

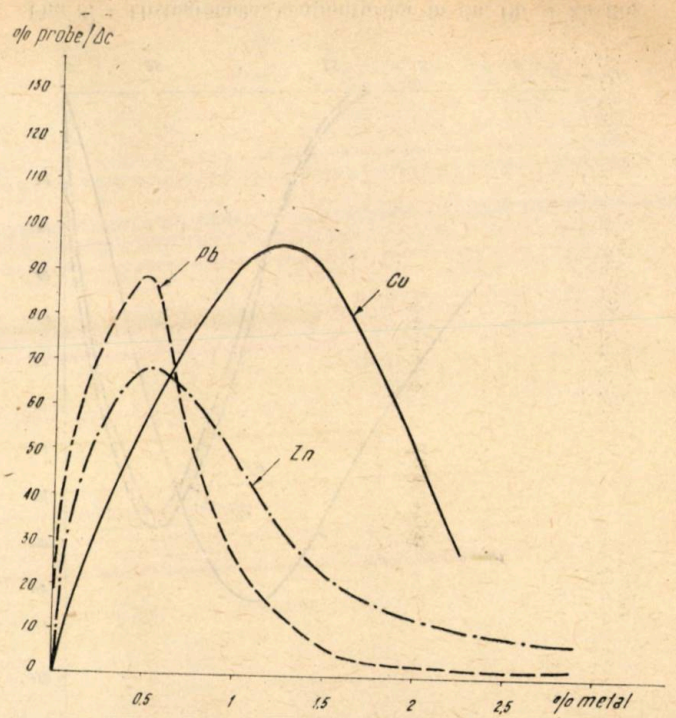


Fig. 6. — Histogramele conținuturilor în Cu, Pb și Zn din minereul compact din zona a II-a.

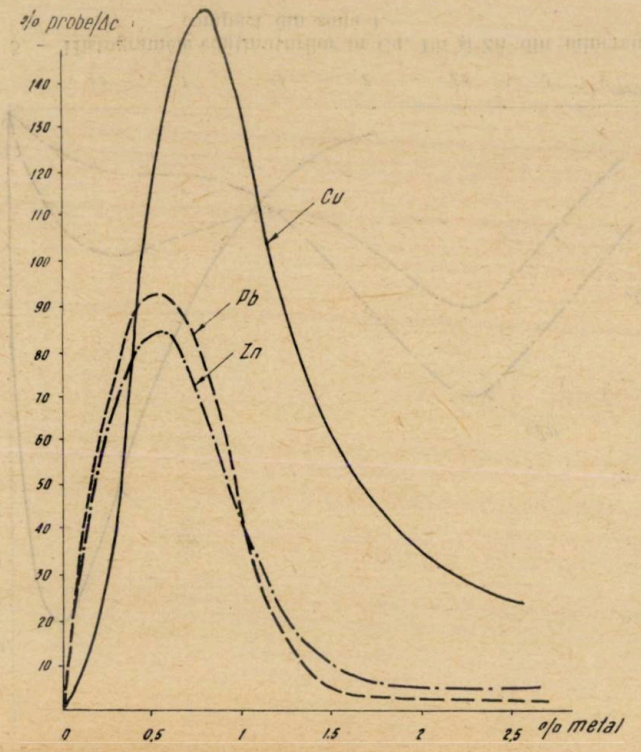


Fig. 7. — Histogramele conţinuturilor în Cu, Pb şi Zn din minereurile de impregnaţie din zona I.

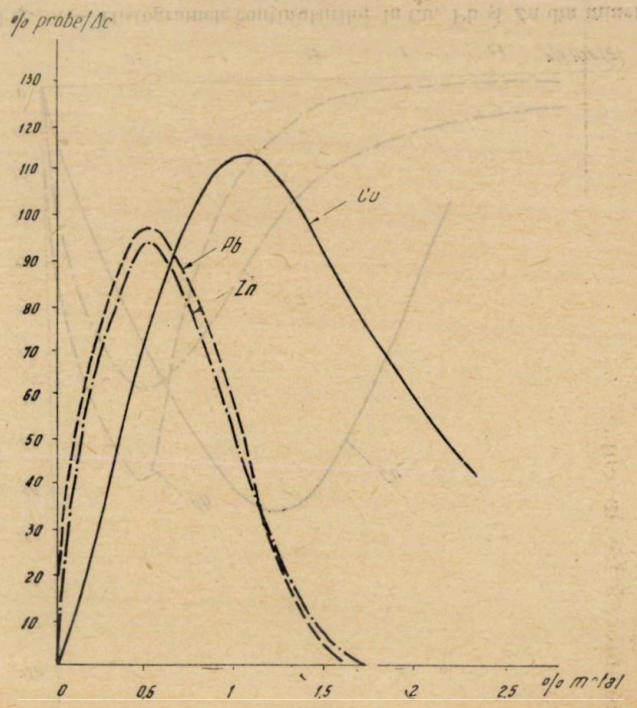


Fig. 8. — Histogramele conţinuturilor în Cu, Pb şi Zn din minereurile de impregnaţie din zona a II-a.

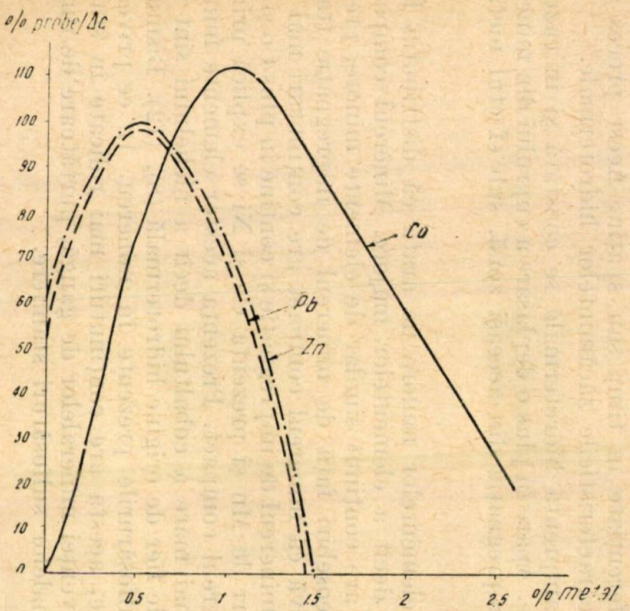


Fig. 9. — Histogramele conținuturilor în Cu, Pb și Zn din minereurile de impregnație din zona a III-a.

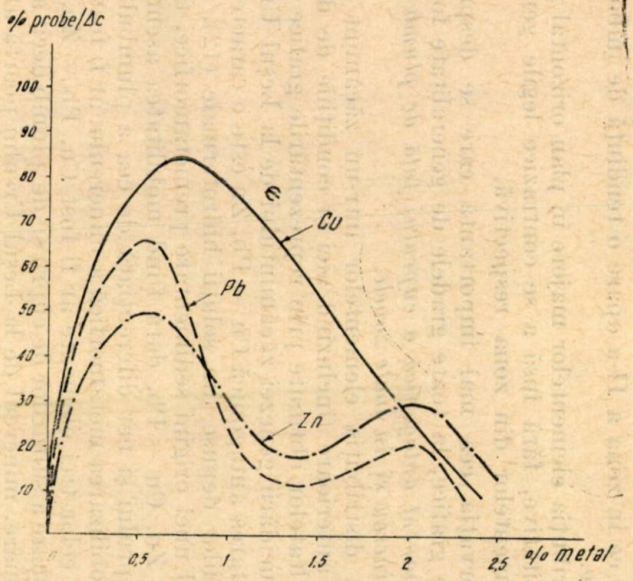


Fig. 10. — Histogramele cumulative ale Cu, Pb și Zn pentru întreg zăcământul.

o uşoară tendinţă de creştere a conţinutului în plumb şi zinc spre suprafaţă, în timp ce în zona a II-a apare o tendinţă de îmbogăţire în cupru spre adîncime.

— Distribuţia elementelor majore în plan orizontal prezintă neomogenităţi cantitative, fără însă a se contrazice legile generale de distribuţie ale elementelor din zona respectivă.

— Observaţia cea mai importantă care se desprinde din toate reprezentările grafice, la toate gradele de generalitate folosite, este *comportarea permanent antagonică a cuprului faţă de plumb şi zinc, în toate tipurile de minereu şi în toate zonele.*

Întrucît distribuţia elementelor într-un zăcămînt este consecinţa migraţiei lor anterioare (incluzînd aici şi condiţiile de depunere), interpretarea rezultatelor obţinute prin reprezentările grafice poate fi folosită în vederea elucidării genezei zăcămîntului de la Leşul Ursului.

Comportarea antagonică Cu — Pb, Zn este o caracteristică obişnuită a mineralizaţiilor depuse din soluţii hidrotermale (12), (32) [2].

În cazul unei origini sedimentare premetamorfice, trebuia să apară antagonismul Zn, Cu — Pb, dată fiind mobilitatea asemănătoare a zincului cu a cuprului şi net diferenţiată de cea a plumbului.

Dacă mobilizarea metamorfică a minereului ar fi fost preponderentă, antagonismul celor trei elemente ar fi fost Cu, Pb — Zn, dată fiind plasticitatea mai mare a sulfurilor de cupru şi de plumb decît a sulfurii de zinc.

Prin urmare, minereul de la Leşul Ursului poartă amprenta geochimică a depunerilor din soluţii hidrotermale. Faptul că minereul compact din zona I este diferit din punct de vedere geochimic de cel din zona a II-a justifică ideea că cele două zone s-au format în etape diferite din soluţii diferenţiate în timp sau spaţiu. Acest proces se integrează şi el printre caracteristicile zăcămintelor hidrotermale.

Aceeaşi amprentă hidrotermală se constată şi în cazul minereului de impregnaţie. Apare în plus o deplasare a cuprului din minereul compact către cel de impregnaţie din aceeaşi zonă, sub efectul metamorfismului regional.

Studiul elementelor minore ne arată că distribuţia lor este mult mai omogenă decît a elementelor majore. Minereul compact din toate cele trei zone are conţinut similar de elemente minore, prezentînd doar foarte mici deosebiri faţă de minereul de impregnaţie (tabelul nr. 1).

Se observă că minereul compact are conţinuturi mai mari în Mn, Sb şi Bi decît minereul de impregnaţie şi conţine în plus Co şi Ni. Conţinuturile mai mari de Mn şi prezenţa Co şi Ni se explică prin abundenţa piritei în minereul compact. Prezenţa acestor elemente minore în pirită şi frecvenţa mai mare a cobaltului decît a nichelului sînt caracteristici ale bisulfurii de fier de origine hidrotermală (8), (12). Bismutul şi stibiul provin din sulfosărurile prezente în minereu. În ce priveşte minereul de impregnaţie, acesta are conţinuturi mai ridicate în staniu şi titan, din cauza frecvenţei mineralelor de gangă, purtătoare de ilmenit şi rutil, ca şi a eventualelor sulfosăruri stanifere.

---

[2] Pentru ţara noastră, acest antagonism este verificat de autori în cazul unor zăcăminte tipic hidrotermale, ca Toroiaga, Herja, Ilba, Băiţa Nistru, Băiţa Crăciuneşti, Capnic etc.

Tabelul nr. 1

Elemente minore în minereul de la Leșul Ursului

Elemente		Minereu compact	Minereu de impregnație
Mn	valori extreme (ppm)	10—5 000	50—500
	% din nr. de analize cu rezultate pozitive	100	100
Ag	valori extreme (ppm)	10—50	10—50
	% din nr. de analize cu rezultate pozitive	100	100
Sn	valori extreme (ppm)	10—50	50—5 000
	valori obișnuite (ppm)	10—50	500—1 000
	% din nr. de analize cu rezultate pozitive	100	100
Ga	valori extreme (ppm)	10	10
	% din nr. de analize cu rezultate pozitive	100	100
In	valori extreme (ppm)	10	10
	% din nr. de analize cu rezultate pozitive	100	100
Ti	valori extreme (ppm)	10—500	50—1 000
	valori obișnuite (ppm)	10—50	100— 500
	% din nr. de analize cu rezultate pozitive	100	100
Co	valori extreme (ppm)	10—50	—
	% din nr. de analize cu rezultate pozitive	60	—
Ni	valori extreme (ppm)	10—50	—
	% din nr. de analize cu rezultate pozitive	40	—
Sb	valori extreme (ppm)	100—5 000	100—500
	% din nr. de analize cu rezultate pozitive	70	30
Bi	valori extreme (ppm)	10—5 000	50—1 000
	valori obișnuite (ppm)	—	100—500
	% din nr. de analize cu rezultate pozitive	80	100
Mo	valori extreme (ppm)	urme	—
	% din nr. de analize cu rezultate pozitive	25	—

Au mai fost semnalate în ambele tipuri de minereu : Au, Cd, V.

Din considerarea de ansamblu, atît din punct de vedere calitativ, cît și cantitativ, a elementelor minore, rezultă că acestea sînt cu totul similare cu cele întîlnite în zăcămintele polimetalice hidrotermale (8), (12), (31).

Interpretarea rezultatelor obținute prin studiul geochimic privind distribuția elementelor majore și minore în minereul de la Leșul Ursului aduce precizări interesante privind modul de formare a mineralizației.

Atît distribuţia elementelor majore, cît şi a celor minore poartă amprenta caracteristică a depunerilor din soluţii hidrotermale. Aceste soluţii au avut atît compoziţie, cît şi condiţii de depunere obişnuite depozitelor hidrotermale. Nu apar indicaţii că ar fi avut loc amestecuri cu soluţii străine. Procesul de metamorfism regional, survenit ulterior, nu a adus modificări geochimice importante. În primul rînd, acest proces nu a putut, prin însăşi natura lui, să schimbe bilanţul general al elementelor metalifere în zăcămînt, deoarece el a avut loc într-un sistem aproape închis din punctul de vedere al aportului sau eliminării de cupru, plumb şi zinc. În plus, amploarea procesului nu a fost atît de mare (temperatura nu a depăşit 130—300°C (27), (28) şi presiunea a fost medie şi cu acţiune lentă şi treptată), încît să şteargă caracteristicile iniţiale ale minereului hidrotermal. Histogramele aduc dovezi numai asupra unei expulzări — nu prea ample — de cupru din zonele de minereu compact către cel de impregnaţie.

CONSIDERAŢII GENETICE

Stabilirea imaginii genetice a unui zăcămînt cu caracteristici complexe, cum este cel de la Leşul Ursului, necesită corelarea rezultatelor unor cercetări din domenii diferite; numai dacă rezultatele se pot verifica reciproc, ipotezele emise pot căpăta valoarea unor concluzii cît mai reale.

Vom căuta să completăm şi să aprofundăm concluziile petrografice (6), (10), (11), (17), mineralogice (20), (26), de paleotermometrie (27), (28) şi paleogeomagnetism [3] cu rezultatele cercetărilor geochimice, ţinînd seama de literatura de specialitate.

Din studiile efectuate asupra zăcămintelor de sulfuri din şisturi cristaline din ţară şi străinătate se desprind ca mai probabile trei concepţii genetice, şi anume:

1, sedimentar metamorfozat regional (minereu depus în bazine marine din soluţii venite de pe uscat, ulterior metamorfozat);

2, vulcanogen-sedimentogen metamorfozat regional (soluţii hidrotermale care pătrund în mediul marin, unde precipită mineralele, afectate ulterior de metamorfism regional);

3, hidrotermal metamorfozat regional (depuneri din soluţii hidrotermale în roci slab consolidate, întregul complex — minereu şi roci — metamorfozat regional).

Analizînd cele trei concepţii genetice, se constată că prima şi a doua se deosebesc net prin originea soluţiilor mineralizante, asemănîndu-se numai în ceea ce priveşte ambianţa şi deci condiţiile de depunere — mediul marin. Între ipotezele genetice de la punctele 2 şi 3 există paralelism în admiterea naturii hidrotermale (magmatice) a soluţiilor mineralizante, diferind însă în considerarea condiţiilor şi ambianţei de depunere a mineralelor din aceste soluţii. În concepţia de la punctul 2, formarea şi depunerea mineralelor au loc în mediu marin, pe cînd în cea de la punctul 3

[3] A. Costa Foru, *Studiul magnetizării remanente a minereului şi rocilor asociate din zăcămintele de pirită de la Leşul Ursului şi Fundul Moldovei*, Comunicare prezentată la Sesiunea ştiinţifică a T.P.E.M., 1964.

acest proces s-a desfășurat și desăvîrșit într-un sistem lichid — solid (soluții hidrotermale — roci slab consolidate).

În cazul zăcămîntului de la Leșul Ursului, cercetările anterioare ale autorilor (20) și ale altor cercetători (6), (10), (11), (17), (29) aduc argumente importante împotriva originii sedimentare propriu-zise a mineralizațiilor, pledînd integral în favoarea originii hidrotermale a soluțiilor mineralizante, așa cum se admite în cele două ipoteze genetice enunțate la punctele 2 și 3. După cum s-a arătat, rezultatele cercetărilor geochimice întăresc aceste concluzii prin constatarea caracterului antagonic al distribuției Cu — Pb, Zn și prin punerea în evidență a două etape de mineralizare, în conceptul unei faze unice. Alt argument, în același sens, este dat de studiul calcografic, care subliniază caracteristici net hidrotermale ale minereului, compoziția mineralogică complexă (sulfuri, sulfosăruri, aur), relații reciproce de substituție (distincte de cele datorite mobilizării metamorfice), dezamestecuri (24) etc.

În ceea ce privește condițiile și modul de depunere a mineralelor din soluțiile hidrotermale, deci ambianța geologică — petrografică, rezultatul cercetărilor noastre înclină în favoarea ipotezei genetice de la punctul 3 (hidrotermal metamorfozat regional). Dacă acest proces s-ar fi desfășurat în mediu marin, mineralele depuse din soluțiile hidrotermale amestecate cu apa de mare ar fi căpătat o serie de proprietăți fizice și chimice caracteristice, net diferite de cele existente actualmente în zăcămînt. Ar fi trebuit să apară texturi și structuri colomorfe, colonii de bacterii etc., așa cum se citează în alte zăcăminte de sulfuri din șisturi cristaline (de exemplu Rammelsberg, Tekeli etc.).

În plus, era normal să aibă loc un amestec între soluțiile hidrotermale și apa mării, ceea ce ar fi diluat destul de puternic conținutul metalic al primelor, aducîndu-le sub limita produsului de solubilitate. Mai mult decît atît, în prezența NaCl din apa mării s-ar fi format cloruri complexe solubile care, la concentrația respectivă, nu ar fi putut permite depunerea mineralelor. Studiile a numeroși cercetători (1), (2), (3), (5), (7), (13), (14) au imprimat concepția, fundamentată fizico-chimic și experimental, că soluțiile hidrotermale purtătoare de Cu, Pb și Zn sînt electroliți puternic disociați, conținînd o serie de ioni complecși ai acestor metale sub formă de polisulfuri și tiosulfați.

O serie de autori, ca H. L. Barnes și S. B. Romberger (4), S. Z. Lewin și colab. (19), I. P. Kuzmina (18), Y. A. Katkov (15) și alții (9), (14), au întreprins studii asupra solubilității sulfurilor de Pb, Zn și Cu în prezența soluțiilor de NaCl (și de alte săruri naturale). S-a constatat că în prezența NaCl se formează o serie de ioni complecși de tipul $PbCl^{+}$, $PbCl_3^{-}$, $PbCl_4^{2-}$ în cazul plumbului și altele similare, prin absorbție anionică, în cazul zincului și cuprului. Acești compuși sînt foarte solubili și stabili pînă la temperatura de 200°C. Stabilitatea în soluție a clorurilor complexe descrește în ordinea Cu^{2+}, Zn^{2+}, Ag^{2+}, Pb^{2+} (3).

Ținînd seama de aceste rezultate, dacă soluțiile hidrotermale mineralizante ar fi venit în contact direct cu apa mării, bogată în NaCl, s-ar fi format clorurile complexe amintite, din care nu s-ar fi putut depune mineralele metalice. Dintre metalele existente în zăcămîntul studiat, cuprul ar fi avut cele mai mici șanse de a forma minerale, avînd complecșii

cei mai stabili în soluţie. Cuprul fiind elementul major predominant în zăcămîntul studiat, precipitarea lui abundentă ca sulfură nu se poate deci explica în prezenţa NaCl din apa de mare. Prin urmare, din punct de vedere geochimic, este greu admisibilă ipoteza formării zăcămîntului din soluţii hidrotermale în condiţii submarine, deci într-un sistem lichid-lichid. Dat fiind că originea hidrotermală a soluţiilor mineralizante este argumentată pe diverse căi şi deci nu poate fi contestată, trebuie să se admită că formarea mineralelor metalice din aceste soluţii a avut loc într-un sistem lichid — solid, deci în roci deja consolidate (slab). Aceste roci erau reprezentate prin anumite orizonturi terigene şi tufogene ale vulcanismului de geosinclinal, care ofereau căi mai uşoare de acces datorită stratificaţiei, porozităţii importante şi fisurilor. Este foarte, probabil că aceste roci au constituit şi o ambianţă fizico-chimică favorabilă precipitării mineralelor. Alături de depuneri masive de minerale metalice şi de gangă, cu formă iniţială de strat sau corpuri lenticulare, a avut loc şi o mineralizare difuză a rocii înconjurătoare, ca impregnaţii localizate de o parte sau de ambele părţi ale depunerilor compacte. În porţiunile unde căile de acces au fost reduse la porozitatea rocii, mineralizarea difuză a fost singura posibilă. În linii generale, mineralizaţia de pe fisuri reprezintă etapa iniţială de formare a minereului compact, iar mineralizaţia difuză din roca-gazdă viitorul minereu de impregnaţie.

Mineralizaţiile astfel formate, împreună cu rocile înconjurătoare, au fost supuse unui metamorfism regional de epizonă, care a acţionat în general lent şi progresiv. Intensitatea acestui proces nu a fost atît de mare încît să modifice distribuţia iniţială a elementelor în zăcămînt şi să şteargă anumite caractere net hidrotermale în imaginea calcografică a minereului. Acţiunea lui este evidentă în modificarea formei, texturii şi structurii minereului, în apariţia diaclazărilor şi brecifierilor macro- şi microscopice în cazul mineralelor casante, însoţite sau nu de recristalizări. Temperatura se pare că nu a depăşit 300°C (27), (28). În aceste condiţii, mineralele plastice au fost parţial mobilizate şi chiar expulzate prin presare din minereul compact, pătrunzînd în rocile din jur, de obicei cu mineralizaţie difuză existentă deja din faza hidrotermală. În sprijinul acestei afirmaţii pledează histogramele minereului de impregnaţie, în special din zona I, care prezintă o îmbogăţire în cupru faţă de minereul compact.

Din punctul de vedere al vîrstei zăcămîntului, cercetătorii anteriori au arătat că mineralizaţiile din cristalinul Carpaţilor Orientali sînt precambriene (prin metoda paleogeomagnetică) şi mai exact rifean superioară (prin metoda palinologică [4]).

Deşi geneza mineralizaţiilor de sulfuri din cristalinul Carpaţilor Orientali necesită încă cercetări, se întrevăd totuşi, chiar din etapa actuală, implicaţii practice. Date fiind amploarea procesului de mineralizare şi localizarea lui într-un anumit orizont petrografic-reper, se impune cercetarea geologică şi geochimică amănunţită a zonei epimetamorfice din cristalinul Carpaţilor Orientali. Aceste cercetări pot duce la găsirea de noi rezerve de minereuri neferoase, în special cuprifere.

---

[4] M. Dessila Codarcea, *Problema orizontării şi răspîndirii rifeanului în România*, Comunicare prezentată în Sesiunea ştiinţifică a Institutului Geologic, 1964.

BIBLIOGRAFIE

1. Abelson H. Ph., *Researches in Geochemistry*, John Wiley, New York, 1959.
2. Barnes H. L., *Measurement of the solubility of Zn S in H_2, S saturated H_2O*, Econ. Geol., 1958, **53**.
3. — *Sphalerit solubilities in sulfide solution*, Geol. Soc. Amer. Bull., 1960, **71**.
4. Barnes H. L. a Romberger S. B., *Ore transport: Effects of chloride on sphalerite solubility (abstract)*, Program, Anual Meeting, Geological Society of America, Houston Texas, November 1962.
5. Cloke P. L., *The transportation and deposition of chalcophile metals by sulfide and polysulfide complexes in hydrothermal solutions*, Papers of Michigan Academy of Science, 1961, **46**.
6. Codarcea M., Bercia I., Kraütner H. și Mureșan M., *Cercetări stratigrafice și structurale în cristalinul Bistriței (regiunea Bărnărel-Holdița)*, Dări de seamă Com. Geol., 1964, **L**.
7. Ellis A. J., *The solubility of zinc sulfide in water at high temperatures*, Econ. Geol., 1959, **54**.
8. Fleischer M., *Minor elements in some sulphide minerals*, Econ. Geol. Fiftieth Anniversary, Vol. 1905, partea a II-a, 1955.
9. Garrels R. M., *The effect of electrolysis on the solubility of metal sulphides in vein solution (abstract)*, Econ. Geol., 1941, **36**.
10. Gheorghiu C., *Noi ipoteze asupra unor acumulări de sulfuri metalice în șisturi cristaline*, Rev. Univ. Buc., 1953, **3**.
1. — *Considerațiuni asupra genezei unor acumulări de sulfuri metalice în șisturile cristaline din R.P.R.*, Analele Univ. Buc., Seria Șt. Nat., 1958, **19**.
1
12. Goldschmidt V. M., Geochemistry, Oxford, 1954.
13. Graton I. C., *Nature of the ore-forming fluid*, Econ. Geol., Supplement to vol. **35**, 1940.
14. Helgeson C. H., *Complexing and hydrothermal ore deposition*, Pergamon Press, 1964.
15. Katkov Y. A., *Solubilitatea clorurii de plumb în soluție de cloruri*, Trudî Inst. Met i Ovog. Akad. Nauk. Kazakh. SSR, 1959, **1**, partea I și a II-a.
16. Kraütner H., *Zăcămîntul de sulfuri de la Muncelul Mic — Poiana Ruscă*, Congresul al V-lea carpato-balcanic, București, 1961, **II**.
17. — *Considerații genetice asupra zăcămintelor de sulfuri complexe din cristalinul Carpaților Orientali*, St. și cerc. de geol., geof., geogr., Seria geol., 1965, **10**, *1*,
18. Kuzmina I. P., *Formarea sulfurii de plumb și sulfurii de zinc în soluții apoase de cloruri*, Geol. Rudn. Mestorojd., 1961, *1*.
19. Lewin S. Z., Vance J. I. a. Nelson L. B., *The solubility of lead chloride in sodium chloride, perchloric acid and hydrochloric acid solutions*, Journ. Amer. Chem. Soc., 1953, **79**.
20. Petrulian N., Steclaci L., Sandu D. și Oroveanu Fl., *Studiul mineralogic și genetic al zăcămîntului polimetalic de la Leșul Ursului*, St. și cerc. de geol., geof. și geogr., Seria geol., 1966, **11**, *1*.
21. Ramdohr P., *Über den Mineralbestand und die Strukturen der Erze des Rammelsberges*, Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Beilage, 1928, **57 A**.
22. — *Mineralbestand, Strukturen und Genesis der Rammelsberg-Lagerstätte*, Geol. Jahrbuch, 1953, **67**.
23. — *Über Metamorphose und sekundäre Mobilisierung*, Geol. Rundsch., 1953, **42**, *1*.
24. — *Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen*, Akad. Verlag, Berlin, 1960.
25. Routhier P., *Étude géologique du versant occidental de la Nouvelle Calédonie entre le col de Bogheni et la pointe d'Arama*, Mem. Soc. Géol. France, 1953, **31**.
26. Samoilă I. și Popa I., *Studiul calcografic al minereurilor complexe piritoase și cuprifere de la Leșul Ursului*, Rev. minelor, 1958, **IX**; 1959, **X**.
27. Savul M. și Pomîrleanu V., *Cercetări paleogeotermometrice asupra zăcămintelor de sulfuri complexe localizate în șisturile cristaline din Carpații Orientali. I. Mineralizările de la Leșul Ursului*, Anal. șt. Univ. „Al. I. Cuza" Iași, 1961, secția a II-a, **VII**.
28. Savul M. și Pomîrleanu V., *Cercetări paleogeotermometrice asupra zăcămintelor de sulfuri în șisturile cristaline din Carpații Orientali din R.P.R. II. Mineralizările de la Fundul Moldovei*, Anal. șt. Univ. „Al. I. Cuza" Iași, 1962, secția a II-a, **VIII**.

29. Socolescu M., *Observaţii asupra metalogenezei şi zonalităţii în provinciile metalogenetice ale Carpaţilor Orientali şi Baia Mare*, Rev. minelor, 1961, *1*.
30. Smith G., *Physical Geochemistry*, Addison Wesley, Londra, 1963.
31. Steclaci L., *Distribution of minor elements in the mineralization from Toroiaga*, Revue de Géologie et Géographie, 1963, **VII**, *1*.
32. — *Geochemical study of the major elements in the mineralization of Toroiaga*, Revue de Géologie et Géographie, 1963, **VII**, *2*.
33. Sadlun T. N., *Necotorie zaconomernosti proiavlenia metamorfizma v bogatîh piritom, şvitovo-ţincovîh rudah Tekelinscovo mestcrojdenia*, Gheologhia rudnih mestorojdenii, 1959, *5*.

Institutul de petrol, gaze şi geologie

Primit în redacţie la 15 septembrie 1966.

NATURA STATISTICĂ A DISTRIBUȚIILOR ASIMETRICE ÎN GEOCHIMIE *

DE

V. IANOVICI,

MEMBRU CORESPONDENT AL ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

și AL. DIMITRIU

55 (05)

Modelul distribuției multinormale este criticat, punînd în discuție caracterul său formal matematic. O serie de date, mai ales de ordin teoretic, servesc autorilor în a demonstra potențialul aplicativ în geochimie al modelului distribuției asociate.

La cele mai multe dintre distribuțiile variabilelor aleatorii continue întîlnite în geologie se constată că modulul, ca și mediana, prezintă valori diferite față de media aritmetică : fie mai mari („distribuții cu asimetrie negativă"), fie mai mici („distribuții cu asimetrie pozitivă"). Asemenea distribuții cu o abatere sistematică de la proprietatea fundamentală a normalității (media aritmetică = mediana = modulul) se dovedesc, de regulă, că nu sînt guvernate de legea teoretică normală.

În ultimul timp, îndeosebi, natura statistică a distribuțiilor asimetrice a suscitat interesul a numeroși cercetători. Au fost propuse cîteva funcții teoretice de distribuție. Examinarea critică a lor a evidențiat o serie de aspecte care ne determină să punem în discuție veridicitatea unora dintre modelele geochimice preconizate. În lucrarea de față ne referim, în special, la tratarea dată de L. H. Ahrens ca distribuții multinormale (1). De asemenea sînt prezentate cîteva rezultate cu privire la potențialul aplicativ al modelului distribuției asociate (16), (18), care argumentează asupra importanței acestuia în geochimie și a caracterului formal matematic ce poate să-l aibă diferite tratări.

* Comunicare prezentată la Congresul al III-lea interbalcanic al matematicienilor (București, septembrie 1966).

St. și cerc. de geol., geof. și geogr., Seria geologie, t. 12, nr. 1, p. 15–30 București, 1967

În general, pentru stabilirea funcţiei teoretice de distribuţie s-a procedat la normalizarea distribuţiilor prin adoptarea unor transformări analitice ale variabilei aleatorii. Dintre acestea, o strînsă corespondenţă cu proprietăţile sistemelor geochimice manifestă transformarea $\ln x$ (x fiind variabila aleatorie) (1), (2) şi $\ln(x-a)$ (unde a este o constantă (13)) în cazul distribuţiilor cu asimetrie pozitivă şi $\ln(a-x)$ în cazul distribuţiilor cu asimetrie negativă (13). De asemenea, o altă transformare propusă de curînd are aspectul $\ln \frac{x-a}{b-x}$, care de altfel constituie totodată expresia generală din care derivă toate celelalte funcţii (3).

Astfel, în baza adoptării funcţiilor logaritmic normale, distribuţiile asimetrice ale elementelor chimice în roci sînt considerate ca bi-, tri- sau cvadri-parametrice. De remarcat că un număr destul de mare de distribuţii nu se verifică prin aceste funcţii. Unele dintre ele, cu asimetrie pozitivă, care se resping atît ca normale, cît şi ca lognormale ($\xi = \ln x$), sînt calificate drept „distribuţii intermediare" (11), (14), (17), (7), (8). Acestei lacune i se adaugă şi altele, limitînd şi mai mult sfera de utilizare a unor asemenea funcţii normalizate. Cercetarea lor merită un studiu special.

Un alt mod de tratare matematică a distribuţiilor asimetrice îl oferă modelul multinormal, căruia i-am dedicat acest studiu.

L. H. Ahrens (1), autorul acestui model, consideră că distribuţiile cu asimetrie, pozitivă sau negativă, sînt compuse din două, uneori din trei distribuţii normale trunchiate şi alăturate. Ideea a fost generată de observaţia că valorile frecvenţei cumulate figurate pe reţeaua de probabilitate se dispun într-o manieră satisfăcătoare pe două sau trei linii drepte, care se intersectează şi pot fi tratate, fiecare în parte, ca distribuţii normale cu parametrii (media aritmetică şi dispersia), corespunzător dreptei respective (fig. 1). Caracterul asimetriei, negativă sau pozitivă,

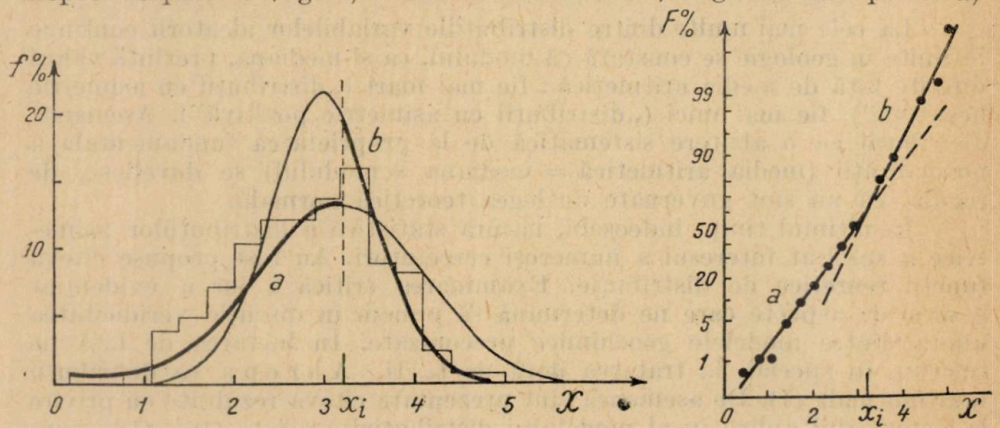


Fig. 1. — Tratarea distribuţiei unei variabile oarecare X după modelul multinormal.

ai avea sediul în raportul în care se află dispersia distribuţiilor fragmentate. De exemplu, în cadrul distribuţiilor binormale sau „dublu-normale", potrivit denumirii propuse de L. H. Ahrens, proprie asimetriei negative este dispersia mai mică a distribuţiei fragmentate situate în domeniul valorilor ridicate faţă de dispersia distribuţiei fragmentate din domeniul valorilor scăzute, iar pentru asimetria pozitivă, situaţia inversă.

Aprofundarea matematică de către J. Green (4) a distribuțiilor binormale a evidențiat următoarele restricții pentru cele două funcții normale componente — a și b :

— frecvența cumulată a fiecărei funcții este egală cu frecvența cumulată a binormalei la valoarea de trunchiere x_i ;

— în ceea ce privește valoarea x_i, ea depinde de media aritmetică și de abaterea medie pătratică a distribuțiilor parțiale, potrivit egalării mărimilor lor normate pentru $x = x_i$:

$$\frac{x_i - \bar{x}_a}{S_a} = \frac{x_i - \bar{x}_b}{S_b} \qquad x_i = \frac{S_b \bar{x}_a - S_a \bar{x}_b}{S_b - S_a};$$

— un alt rezultat arată că volumul fiecărei distribuții parțiale, N_A și N_B, este egal cu numărul de observații N al distribuției examinate :

$$N_A = N_B = N.$$

Modelul multinormal a fost acceptat pentru un număr destul de mare de distribuții asimetrice ale conținutului procentual al elementelor chimice din diferite roci : eruptive (1), (2), carbonatice (7), (8), minereuri de mangan (9). În general, corespondența distribuțiilor empirice cu acest model teoretic s-a verificat ca justă (a fost utilizat criteriul χ^2), la un nivel de semnificație q mult mai mare decît 0,05, cum se obișnuiește, situîndu-se între 0,30 și 0,50, și, uneori, la 0,90. Cu toate acestea, unele observații care se desprind din cercetările noastre (7), (8) ne determină să punem în discuție caracterul formal al modelului multinormal.

Stabilirea valorii de trunchiere comportă, de regulă, repetate încercări. Pe de o parte, trasarea segmentelor de dreaptă pe hîrtia de probabilitate este în oarecare măsură arbitrară. Pe de altă parte, pentru ca valoarea funcției de distribuție pentru întreg domeniul de variație, în condițiile alăturării distribuțiilor trunchiate, să fie egală cu unitatea, este necesar ca valoarea de trunchiere să fie cvasiselecționată ; sutimi de procent chiar ale acestei valori, care obișnuit este de ordinul procentelor sau al zecilor de procent, influențează sensibil probabilitatea pentru ansamblul distribuției.

Valoarea de trunchiere se dovedește a fi extrem de rigidă pentru o distribuție dată. Fragmentarea distribuțiilor parțiale are loc într-un anume punct și, nici pe departe, în cadrul unei zone. Această schimbare bruscă în modul de variație a conținutului elementelor chimice este cel puțin dificil de explicat în baza cunoștințelor geochimice de azi.

În fine, o altă observație se referă la faptul că, la unele distribuții parțiale (cazul CaO, MgO), considerente de ordin geochimic determină o nouă trunchiere, mai precis spus, anularea unei porțiuni din distribuția respectivă pe seama extinderii domeniului de variație în afara celui existent în realitate pentru sistemul geochimic studiat.

În afară de toate aceste aspecte, examinarea unor distribuții asimetrice ca distribuții asociate, rezultate prin suprapunerea a două distribuții normale, vine să sporească îndoiala noastră asupra veridicității modelului multinormal. Este cazul, de exemplu, al distribuției cenușii în turba dintr-o turbărie oarecare. Această distribuție a fost verificată de A. Hald (5) ca fiind în acord cu modelul distribuției asociate (fig. 2, detaliul 2). Separarea celor două subcolectivități A și B a fost obținută

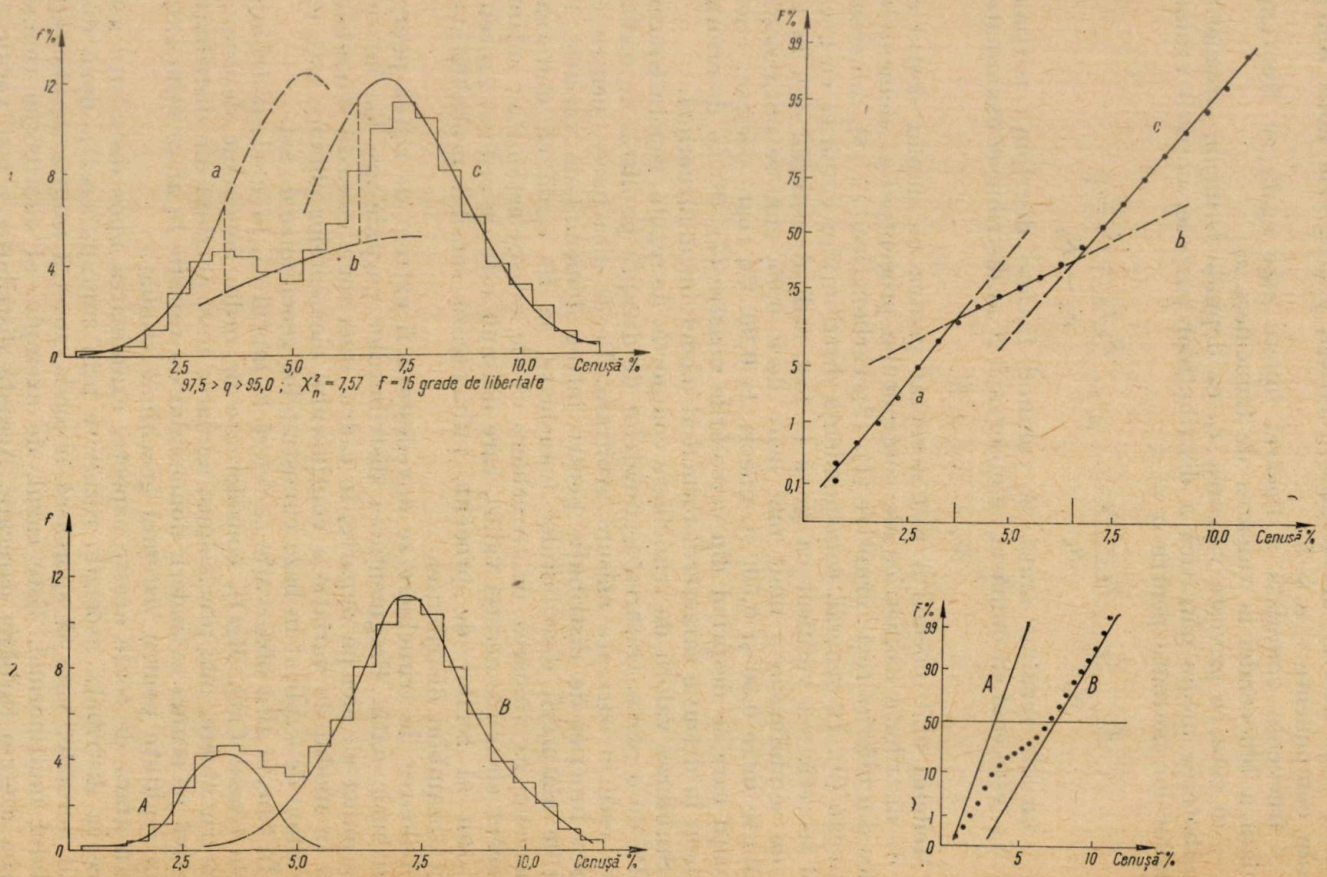


Fig. 2. — Distribuţia cenuşii în turbă.
1 — tratare după modelul multinormal; *2* — tratare după modelul distribuţiei asociate (H a l d A. (5)).

prin ridicarea histogramei pe hîrtie semilogaritmică („metoda parabolei"). Aceeași distribuție a fost apoi cercetată de noi după modelul multinormal, rezultînd că poate fi acceptată de asemenea ca trinormală, și aceasta la un nivel de semnificație de 0,95 (fig. 2, detaliul 1). Însă, după cum menționează A. Hald (5, p. 139), cercetarea detaliată a turbăriei respective a arătat că, ceea ce argumentează asupra caracterului mixt al distribuției, calitatea turbei este de două feluri.

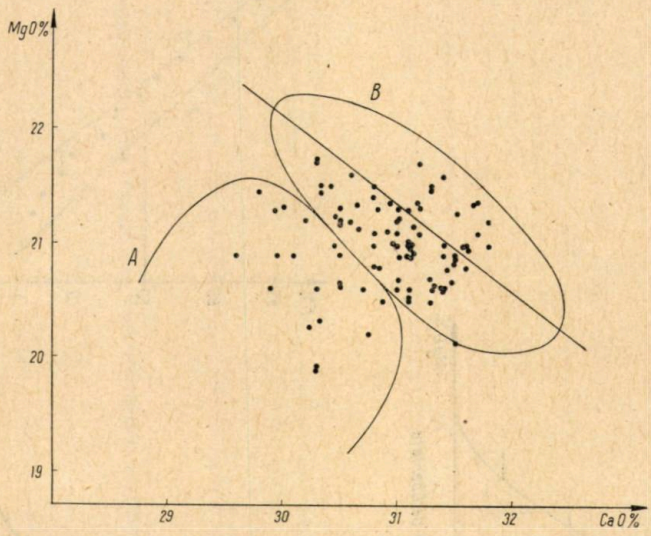


Fig. 3. — Depistarea eterogenității colectivității CaO și MgO în dolomitele pure de la Buru (metoda norului de corelație).

Un alt caz semnificativ îl oferă distribuția asimetrică a CaO și MgO din dolomitele pure de la cariera Buru (Munții Apuseni). Examinarea graficului de corelație MgO față de CaO, știut fiind că cei doi componenți chimici se găsesc în relație de izomorfism, a arătat că punctele experimentale se grupează în două sectoare bine distincte ale graficului : unul cu o densitate de puncte slabă (A) și altul cu o densitate mult mai ridicată (B) (fig. 3). Folosirea acestei modalități de depistare a eterogenității, denumită de G. Matheron „metoda norului de corelație" (10), ne-a dat posibilitatea să separăm una cîte una valorile care aparțin celor două subcolectivități ale CaO și, corespunzător, MgO. Testarea prin criteriul χ^2 a celor două distribuții ca distribuții asociate (ipoteza Ho) a arătat o bună corespondență cu acest model, la un nivel de semnificație ridicat, mai mare de 0,40 (fig. 4, detaliul 2 ; fig. 5, detaliul 2). Pe de altă parte, distribuția CaO s-a verificat de asemenea ca binormală, iar a MgO ca normală (fig. 4, detaliul 1 ; fig. 5, detaliul 1). Într-adevăr, nu dispunem de observații geologice care să confirme prezența a două tipuri diferite de dolomite pure în conformitate cu prevederile distribuției asociate, însă considerăm că acordul surprinzător al celor două subcolectivități separate cu descrierea fiecărei distribuții în parte ca distribuție asociată argumentează satisfăcător asupra justeței acestui model.

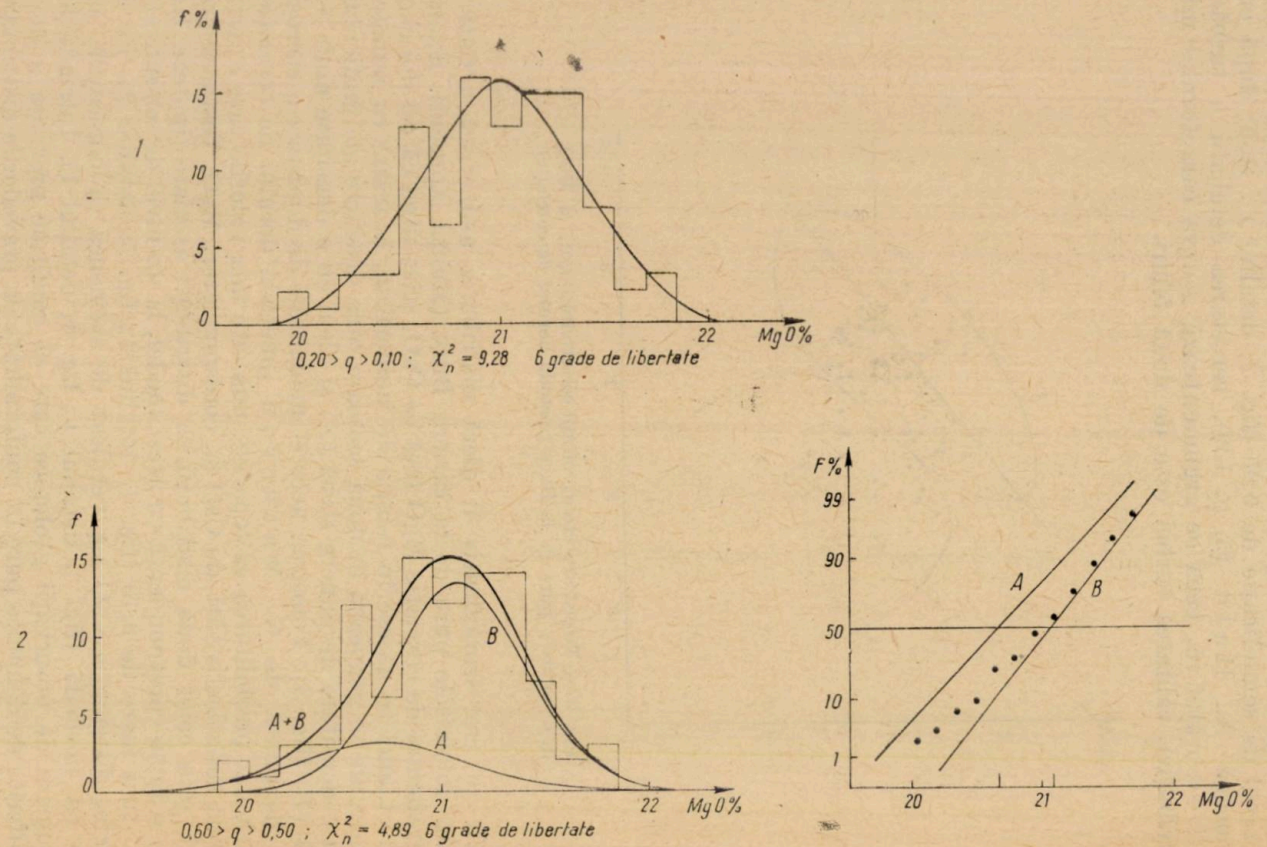


Fig. 4. — Distribuţia MgO % în dolomitele pure de la Buru.
1 — tratare după modelul normal ; *2* — tratare după modelul distribuţiei asociate.

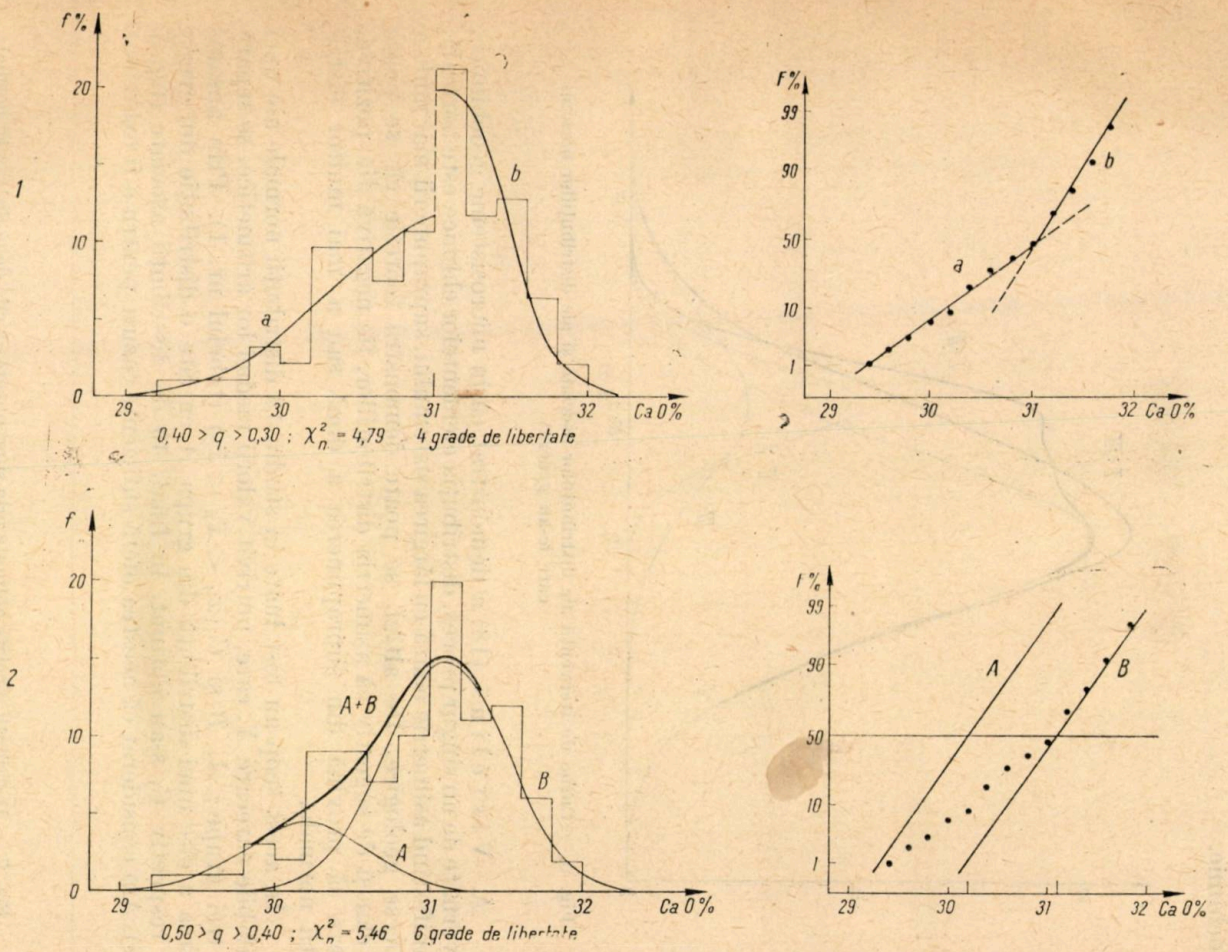


Fig. 5. — Distribuţia CaO % în dolomitele pure de la Buru. *1* — tratare după modelul multinormal; *2* — tratare după modelul distribuţiei asociate.

Am contrapus distribuţiilor multinormale distribuţiile asociate în scopul de a evidenţia importanţa ce ar trebui să le fie acordată în geochimie.

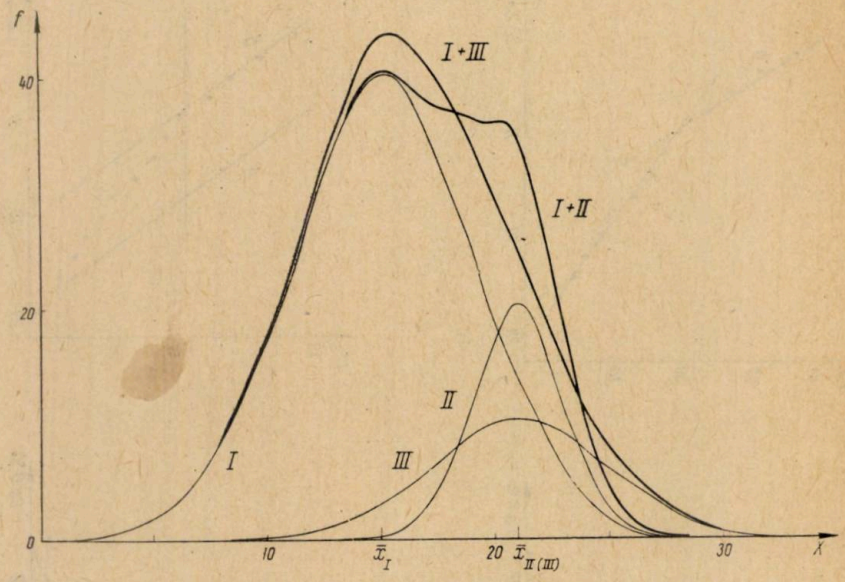


Fig. 6. — Curbe de frecvenţă ale distribuţiilor asociate şi ale distribuţiilor normale care le-au generat.

A. Vistelius (18) a demonstrat că în microsisteme geochimice, guvernate de un singur proces, distribuţia elementelor chimice este normală, manifestînd asimetrie odată cu lărgirea sistemului, suprapunerii mai multor procese geologice. De altfel, se poate demonstra teoretic cît se poate de clar şi de sugestiv că asimetria distribuţiilor, fie negativă fie pozitivă, poate să provină din suprapunerea a două sau a mai multor distribuţii normale.

În acest scop au fost luate în studiu 18 distribuţii normale ale unei variabile oarecare X, care, potrivit valorii mediei lor aritmetice, se separă în trei grupe : A, B şi C ($\bar{x}_A < \bar{x}_B < \bar{x}_C$) (tabelul nr. 1). Prin ansamblarea a cîte unei distribuţii din grupa A cu cîte o distribuţie din grupa B, respectiv C, s-au obţinut, în final, 40 de distribuţii asociate (fig. 7 şi 8). Am considerat că acestea oferă suficiente cazuri pentru a fi examinat

Fig. 7. — Distribuţii asociate obţinute prin suprapunerea a cîte două distribuţii normale, avînd media aritmetică $\bar{X}_A$ şi $\bar{X}_B$ ($\bar{X}_B - \bar{X}_A = 6$ unităţi arbitrare) şi abaterea medie pătratică S_A şi S_B în variate raporturi între ele în condiţiile unor diferite volume de selecţie n_A şi n_B :

(1) $n_A = 100$, $n_B = 400$
(2) $n_A = 100$, $n_B = 200$
(3) $n_A = 100$, $n_B = 100$
(4) $n_A = 200$, $n_B = 100$
(5) $n_A = 400$, $n_B = 100$

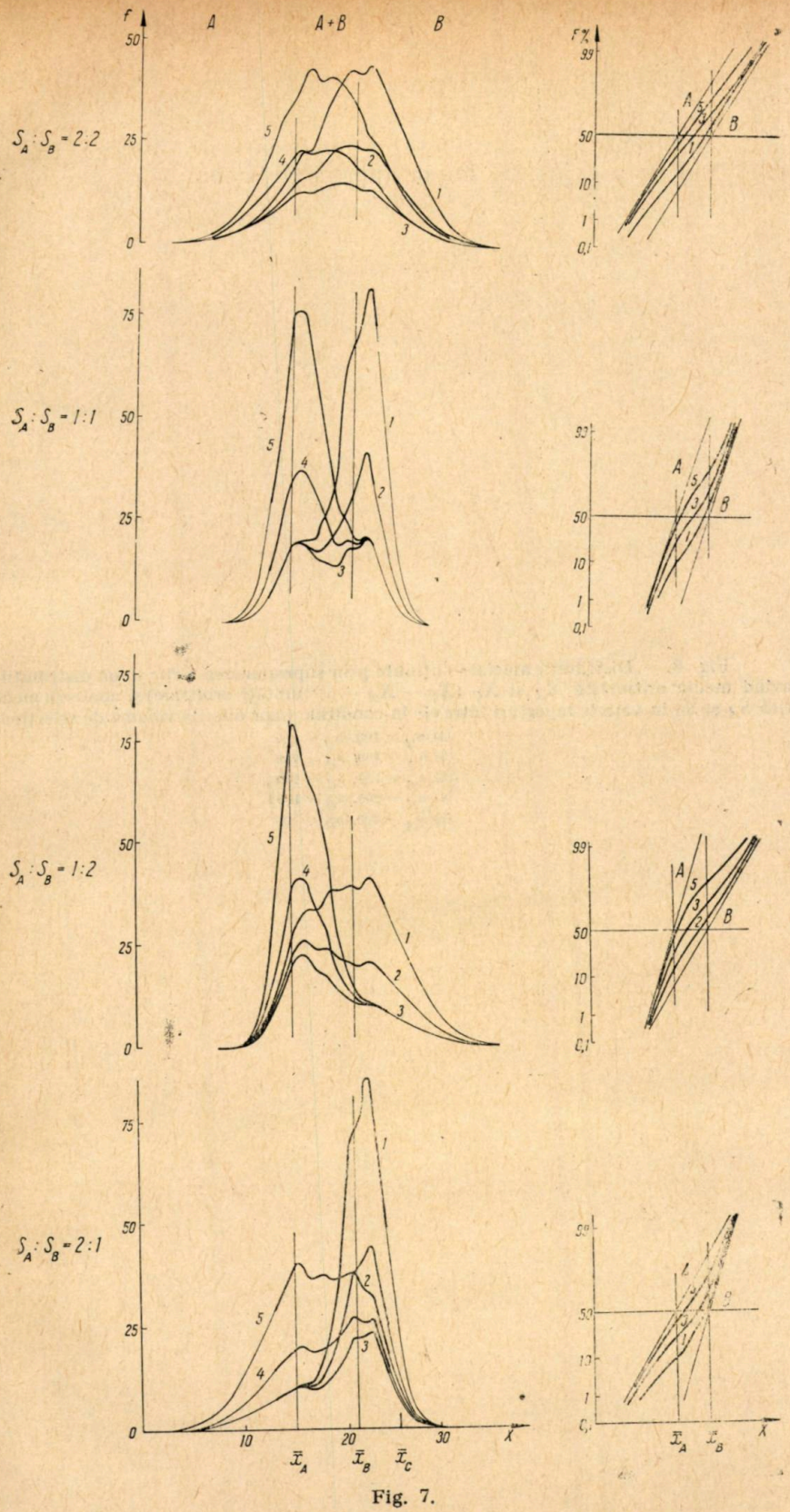


Fig. 7.

Fig. 8. — Distribuţii asociate obţinute prin suprapunerea a cîte două distribuţii normale avînd media aritmetică X_A şi X_C ($X_C - X_A = 10$ unităţi arbitrare) şi abaterea medie pătratică S_A şi S_C în variate raporturi între ele în condiţiile unor diferite volume de selecţie n_A şi n_C :

(1) $n_A = 100$, $n_C = 400$
(2) $n_A = 100$, $n_C = 200$
(3) $n_A = 100$, $n_C = 100$
(4) $n_A = 200$, $n_C = 100$
(5) $n_A = 400$, $n_C = 100$

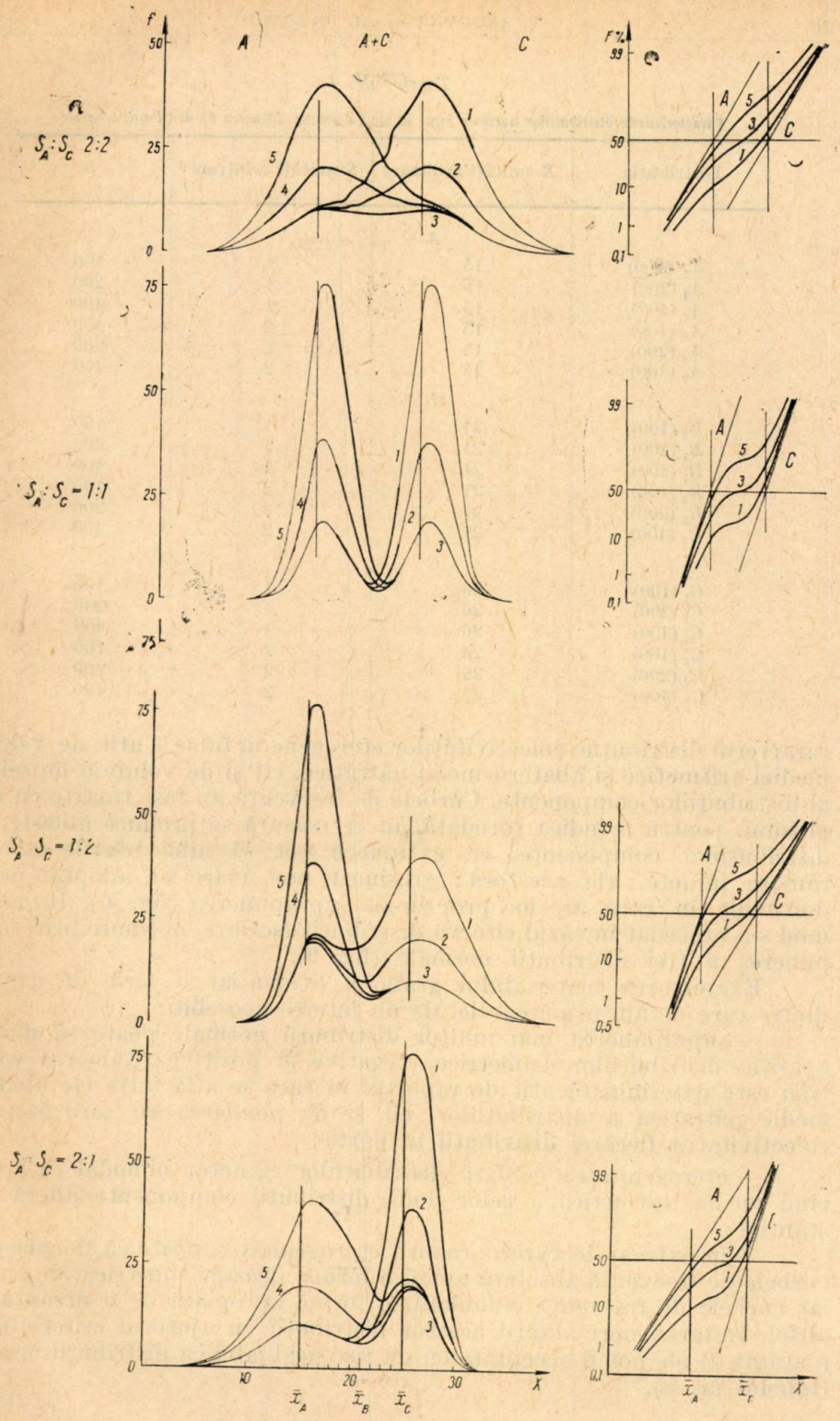

A
A+C
C
f
F%
$S_A : S_C$ 2:2
$S_A : S_C$ = 1:1
$S_A : S_C$ = 1:2
$S_A : S_C$ = 2:1
$\bar{x}_A$
$\bar{x}_B$
$\bar{x}_C$
$\bar{x}_\Gamma$
x

Fig. 8.

Tabelul nr. 1

Caracteristicile distribuţiilor normale luate în studiu pentru obţinerea de distribuţii asociate

Distribuţia	$\overline{X}$ unităţi arbitrare	S unităţi arbitrare	n
	A		
A_1 (100)	15	1	100
A_1 (200)	15	1	200
A_1 (400)	15	1	400
A_2 (100)	15	2	100
A_2 (200)	15	2	200
A_2 (400)	15	2	400
	B		
B_1 (100)	21	1	100
B_1 (200)	21	1	200
B_1 (400)	21	1	400
B_2 (100)	21	2	100
B_2 (200)	21	2	200
B_2 (400)	21	2	400
	C		
C_1 (100)	26	1	100
C_1 (200)	26	1	200
C_1 (400)	26	1	400
C_2 (100)	26	2	100
C_2 (200)	26	2	200
C_2 (400)	26	2	400

caracterul distribuţiei colectivităţilor eterogene în funcţie atît de valoarea mediei aritmetice şi abaterii medii pătratice, cît şi de volumul de selecţie al distribuţiilor componente. Curbele de frecvenţă au fost trasate cu două grosimi, pentru a indica totodată, în ce măsură se produce amestecarea distribuţiilor componente, ce extindere pot să aibă părţile extreme, rămase intacte, ale acestora; grosimea mai mare s-a adoptat pentru domeniile în care are loc propriu-zis suprapunerea (fig. 6). În acelaşi mod s-a procedat în cazul cîtorva distribuţii asociate, obţinute prin suprapunerea a trei distribuţii normale (fig. 9).

Examinarea materialului grafic a evidenţiat o serie de aspecte, dintre care notăm următoarele, de un interes deosebit :

— suprapunerea mai multor distribuţii normale poate să ducă la apariţia distribuţiilor asimetrice, negative şi pozitive; valoarea asimetriei este determinată atît de raportul în care se află între ele abaterea medie pătratică a distribuţiilor, cît şi de ponderea cu care participă colectivitatea fiecărei distribuţii în parte;

— eterogenitatea conferă distribuţiilor caracter bimodal în special cînd media aritmetică a celor două distribuţii componente diferă substanţial;

— în extrem de variate cazuri, eterogenitatea poate să fie mascată, curbele de frecvenţă absolută avînd o formă aproape simetrică, de clopot, iar curbele de frecvenţă cumulată, o formă apropiată de o dreaptă. De altfel, testarea normalităţii acestor distribuţii cu ajutorul criteriului χ^2 a arătat că ele pot fi acceptate cu un risc neglijabil ca distribuţii normale (tabelul nr. 2).

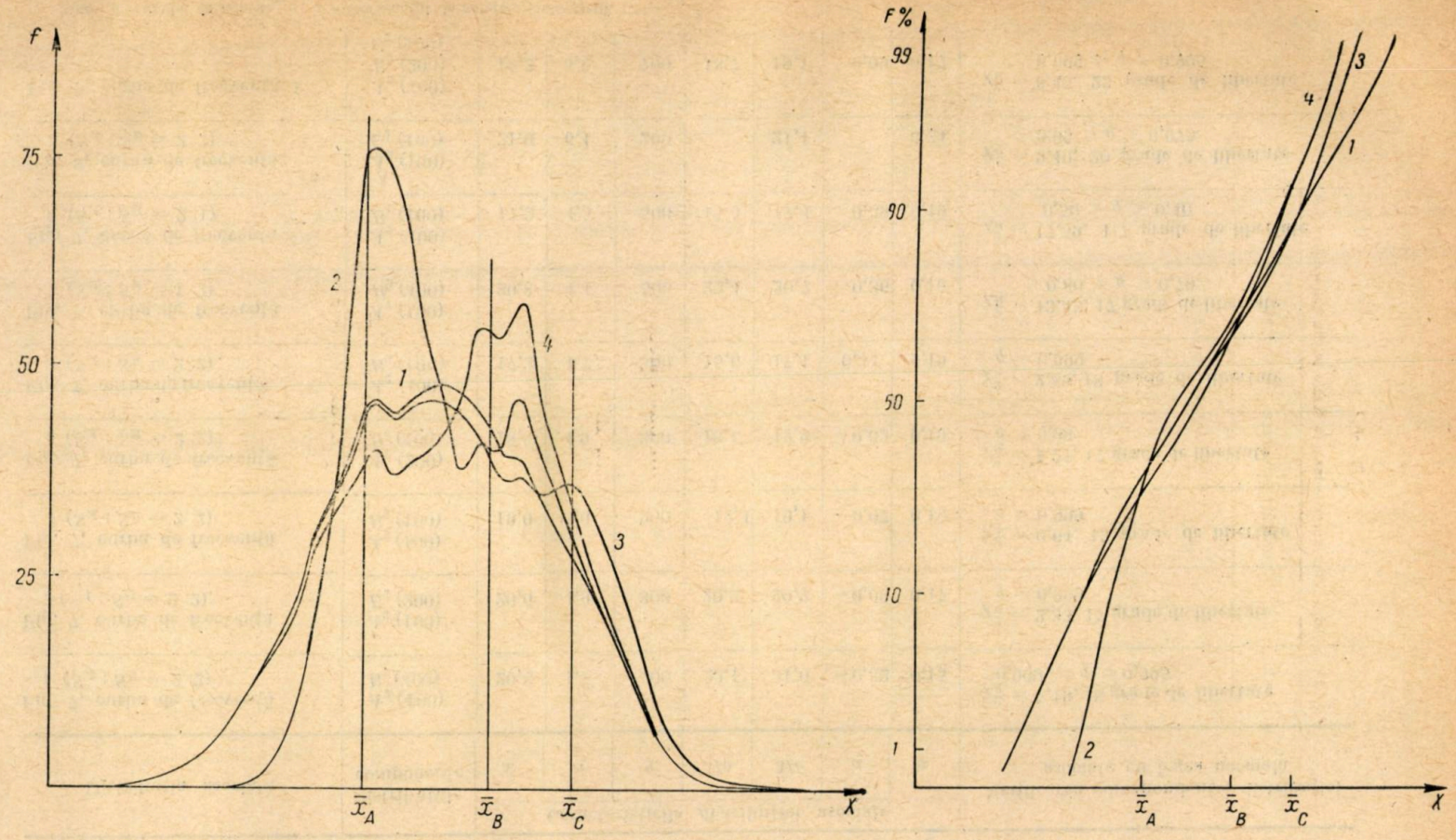


Fig. 9. — Distribuţii asociate obţinute prin suprapunerea a cîte trei distribuţii normale, avînd caracteristicile apropiate de acelea întîlnite în prospecţiunile geochimice :

(1) A_2 (400) + B_2 (200) + C_2 (100)
(2) A_1 (400) + B_1 (200) + C_1 (100)
(3) A_2 (400) + B_2 (200) + C_1 (100)
(4) A_2 (400) + B_1 (200) + C_1 (100)

Tabelul nr. 2

Distribuţii asociate ale unei variabile oarecare X verificate ca normale („distribuţii pseudonormale")

Distribuţia asociată	Distribuţiile componente	Caracteristicile distribuţiei asociate							Verificarea corespondenţei distribuţiei asociate cu legea normală
		$\bar{x}$	S	n	Mo	Me	a	α	
Fig. 7, curba de frecvenţă 1 ($S_A : S_B = 2:2$)	A_2 (400) B_2 (400)	20,8	4,7	500	22,1	21,0	−0,32	0,15	$\chi^2_n = 5{,}19$, 18 grade de libertate $0{,}999 > q > 0{,}995$
Fig. 7, curba de frecvenţă 2 ($S_A : S_B = 2:2$)	A_2 (100) B_2 (200)	20,0	4,9	300	20,3	20,2	−0,06	0,17	$\chi^2_n = 2{,}33$, 17 grade de libertate $q = 0{,}999$
Fig. 7, curba de frecvenţă 3 ($S_A : S_B = 2:2$)	A_2 (100) B_2 (100)	19,0	5,0	200	19,4	19,1	−0,07	0,19	$\chi^2_n = 0{,}64$, 15 grade de libertate $q = 0{,}999$
Fig. 7, curba de frecvenţă 4 ($S_A : S_B = 2:2$)	A_2 (200) B_2 (100)	18,0	4,9	300	18,1	17,9	−0,02	0,19	$\chi^2_n = 1{,}27$, 17 grade de libertate $q = 0{,}99$
Fig. 7, curba de frecvenţă 5 ($S_A : S_B = 2:2$)	A_2 (400) B_2 (100)	17,2	4,7	500	15,6	17,1	0,34	0,19	$\chi^2_n = 2{,}89$, 18 grade de libertate $q = 0{,}999$
Fig. 7, curba de frecvenţă 1 ($S_A : S_B = 1:2$)	A_1 (100) B_2 (400)	20,8	4,4	500	22,4	20,7	−0,36	0,16	$\chi^2_n = 13.43$, 17 grade de libertate $0{,}80 > q > 0{,}70$
Fig. 7, curba de frecvenţă 5 ($S_A : S_B = 2:1$)	A_2 (400) B_1 (100)	17,2	4,5	500	15,5	17,4	0,39	0,19	$\chi^2_n = 17{,}59$, 1,7 grade de libertate $0{,}50 > q > 0{,}40$
Fig. 8, curba de frecvenţă 3 ($S_A : S_B = 2:2$)	A_2 (100) C_2 (100)	21,0	6,4	200		21,1		0,24	$\chi^2_n = 9{,}40$, 20 grade de libertate $0{,}99 > q > 0{,}975$
Fig. 9, curba de frecvenţă 1	A_2 (400) B_2 (200) C_2 (100)	19,2	5,6	700	18,7	19,1	0,09	0,17	$\chi^2_n = 8{,}45$, 23 grade de libertate $0{,}999 > q > 0{,}995$

Notă: a = gradul de asimetrie; α = coeficientul de asietrie interquartil.

În baza acestor date, conchidem că participarea mai multor colectivități ale unei variabile distribuite normal poate să genereze, în afară de distribuții multimodale și distribuții asimetrice, atît pozitive, cît și negative, chiar și distribuții simetrice. Caracterele atît de variate pe care le poate avea distribuția colectivităților eterogene argumentează asupra potențialului aplicativ al modelului distribuției asociate și importanței ce trebuie să se acorde testării eterogenității înainte de a se proceda la determinarea legii de distribuție. Aceasta se impune cu atît mai mult în geologie, ținînd seama că procesele geologice sînt adesea complicate, suprapuse. Poate unul dintre cele mai tipice exemple de colectivități eterogene îl constituie valorile analitice obținute în prospecțiunile geochimice de noi zăcăminte de substanțe minerale utile (16), (15), (6). Dacă ne-am referi numai la aceste cercetări sau la stabilirea zonalității zăcămintelor de o valoare deosebită în activitatea geologică, ar fi suficient să subliniem necesitatea utilizării modelului distribuției asociate.

Din păcate, se întîmplă însă dificultăți în privința diagnosticării eterogenității și, mai ales, la separarea subcolectivităților. Metodele grafice pe care le avem la îndemînă (metoda parabolei și a norului de corelație) reclamă un mare număr de măsurători și manifestă o slabă rezoluție în cazul prezenței mai multor distribuții, mai ales în condițiile încălecării lor. Este necesar ca noi metode să fie elaborate, care să poată fi aplicate și la selecții cu volum mic și care să asigure o bună fundamentare a concluziilor. A. Hald (15, p. 135) menționează în treacăt unele metode numerice (metodele C. Burrau, B. Strömgren), pe care le califică însă ca fiind extrem de complicate. Ar fi binevenit ca interesul matematicienilor să se concentreze și asupra acestei chestiuni de mare importanță în geologie, ca și în alte domenii de activitate.

BIBLIOGRAFIE

1. Ahrens L. H., *Element distribution in igneous rocks. VI. Negative skewness of SiO_2 and K*, Geoch. et Cosmoch. Acta, 1963, **27**, 929–939.
2. — *Element distributions in igneous rocks. VII. A reconnaissance survey of the distribution of SiO_2 in granitic and basaltic rocks*, Geoch. et Cosmoch. Acta, 1964, **28**, 271–291.
3. Borovko J. J., *Obobșcennîi lognormalnîi zakon raspredelenia saderjanii himiceskih elementov v parodah i rudah*, Gheohimia, 1964, *3*, 282–288.
4. Green J., *Some comments on the bi-normal frecquency aistribution*, Geoch. et Cosmoch. Acta, 1963, **27**, 1 071–1 075.
5. Hald A., *Matematiceskaia statistika s tehniceskimi prilajeniami*, Moscova, 1956.
6. Hawkes H. E. a. Webb J. S., *Geochemistry in mineral exploration*, Harper a. Row, New York, 1965.
7. Ianovici V. și Dimitriu Al., *Legi de distribuție a concentrației elementelor chimice în roci carbonatice*, St. și cerc. de geol., geof., geogr., Seria geologie, 1965, **10**, *1*, 129–159.
8. — *Legi de distribuție a concentrației elementelor chimice în roci carbonatice II. Dolomitele cristaline de la Buru (Munții Apuseni)*, St. și cerc. de geol., geof., geogr., Seria geologie, 1966, **11**, *1*, 105–115.
9. Ianovici V., Dimitriu Al. și Ionescu C., *Studiul geologic și geochimic al zăcămintelor de mangan Dadu și Coșna (Carpații Orientali)*, St. și cerc. de geol. geof. și geogr., Seria geologie, 1966, **11**, *1*, 115–143.
10. Matheron G., *Traité de géostatistique appliquée. I*, Mémoires du Bureau de recherches géologiques et minières, 1962, *14*.

11. Miller R. L. a. Goldberg E. D., *The normal distribution in geochemistry*, Geoch. et Cosmoch. Acta, 1955, *8*, 53—62.
12. Razumovskii I. K., *Harakter raspredelenia saderjanii metallov v rudah mestorajdeniah*, Dokladî Akad. Nauk SSSR, 1940, **XXVIII**, *9*.
13. Rodionov D. A., *Trehparametriceskie raspredelenia saderjanii elementov v parodah*, Gheochimia, 1963, *2*, 179—185.
14. — *Funktii raspredelenia saderjanii elementov i mineralov v izverjenih gornîh parodah (Teza)*, Moscova, 1964.
15. Smirnov S. I., *Veroiatnostno-statisticeskaia aţenka gheohemiceskovo ţona pri poiskah mestorajdenii palezniîh iskopaemih*, Gheochimia, 1963, *3*, 333—343.
16. Tennant C. B. a. White M. L., *Study of the distribution of some geochemical data*, Ec. geol., 1959, **54**, *7*, 1 281—1 290.
17. Tolstoi M. I. și Ostafiiciuc J. M., *Nekotorie zakonomernosti statisticeskovo raspredelenia himiceskih elementov v gornîh parodah i ih izpolzovanie dlia gheohimiceskih ţelei*, Gheochimia, 1963, *10*, 951—956.
18. Vistelius A. B., *The skew frequency distributions and the fundamental law of the geochemical processes*, The Journal of Geology, 1960, **68**, *1*, 1—23.

Institutul de geologie și geografie
al Academiei Republicii Socialiste România
și Comitetul de Stat al Geologiei

Primit în redacție la 1 octombrie 1966

STUDIUL PROCESELOR DE DEFORMARE PLASTICĂ AL ȘISTURILOR VERZI DIN DOBROGEA CENTRALĂ

DE

V. IANOVICI,

MEMBRU CORESPONDENT AL ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

C. IONESCU, V. IGNAT și VENERA CODARCEA

55 (05)

Cercetările efectuate în Dobrogea centrală au dus la concluzia că șisturile verzi au fost afectate de un metamorfism regional incipient, fapt atestat de deformarea plastică a granulelor minerale și a galeților în urmă curgerii plastice a rocii. Procesele de curgere plastică a rocilor sedimentare inițiale au dus la alungirea masei șisturilor verzi paralel cu axa mare a stressului principal și la comprimarea lor perpendicular pe direcția clivajelor de curgere. Studiul elementelor microstructurale, care au luat naștere în urma acestor procese, a adus date hotărîtoare în descifrarea stilului structural al șisturilor verzi. Astfel s-a ajuns la concluzia că șisturile verzi de la nord de Nistorești alcătuiesc în general cute cu vergențe nordice pe fondul cărora se găsesc o serie de cute secundare.

Lipsa unui studiu amănunțit privind procesele care au provocat metamorfozarea regională incipientă a șisturilor verzi din Dobrogea centrală a dus la apariția unor ipoteze nejustificate referitor la aceste procese.

În lucrarea de față ne propunem să discutăm procesele de deformare plastică care au contribuit la metamorfozarea șisturilor verzi.

Studiul proceselor de curgere plastică a fost facilitat de faptul că metamorfismul nu a șters complet caracterele inițiale ale rocilor sedimentare, ca stratificația, ritmicitatea, mecanoglifele (*flute-casts* și *load-casts*) etc. Cercetările pe teren și în laborator au reușit să surprindă rezultatele suprapunerii elementelor noilor procese, în speță clivaje de curgere,

şistozităţi de curgere, microcute de antrenare, rubanaje de clivaj, texturi liniare etc., peste elementele vechi, sedimentare.

Dintre cercetătorii mai vechi care au efectuat studii şi au contribuit la cunoaşterea şisturilor verzi, citäm pe K. Peters (22), V. Atanasiu (2), L. Mrazec (18), C. Motaş (17), R. Pascu (21), G. M. Murgoci (20), St. Cantuniari (5) şi I. Atanasiu (3).

K. Peters a considerat că şisturile verzi sînt constituite din tufuri diabazice, L. Mrazec şi R. Pascu sînt primii care au pus în evidenţă linia tectonică Pecineaga-Camena, R. Pascu a studiat pentru prima dată constituţia petrografică a şisturilor verzi, iar I. Atanasiu a remarcat primul caracterul de fliş al formaţiunii de şisturi verzi.

După o întrerupere de circa douăzeci de ani, şisturile verzi constituie din nou obiectul a numeroase studii şi cercetări. V. Ianovici şi D. Giuşcă (10) menţionează caracterul transgresiv al şisturilor verzi peste seria mezometamorfică de la Altîn Tepe, subliniind că pachetul de şisturi verzi care repauzează peste micaşisturi diaftorizate sînt intens metamorfozate şi constituite din cuarţite cloritoase, filite, şisturi cu albit, clorit şi epidot. N. Grigoraş şi T. Dăneţ (8), pe baza unui profil executat la Sibioara, ajung la concluzia că şisturile verzi din acel profil alcătuiesc flancul invers al unei cute şi că au factură de fliş.

St. Cosma şi colab. (7) şi O. Mirăuţă (15) fac o serie de orizontări în şisturile verzi. St. Cosma şi colab. au separat în cadrul şisturilor verzi două serii : o serie inferioară, care a suferit un metamorfism smecanic, şi o serie dispusă discordant peste prima. Ulterior, St. Cosma [1] Cepară în cadrul şisturilor verzi seria de Ciamurlia — Beidand, seria de asimcea, complexul de Băltăgeşti şi complexul de Sibioara. O. Mirăuţă (15) deosebeşte în cadrul şisturilor verzi seria infragrauwackică, seria grauwackelor inferioare şi seria grauwackelor superioare, iar ulterior (16) separă patru serii.

C. Ionescu şi V. Ignat [2], ca urmare a cercetărilor pe teren, au prezentat unele observaţii privind elementele microstructurale care au rezultat în urma deformărilor plastice ale şisturilor verzi, printre care geneza clivajelor de curgere şi paralelismul lor cu axele structurilor majore, texturile liniare şi plonjarea structurilor, şi pe baza studiului microscopic pe secţiuni din eşantioane orientate au demonstrat că mineralele noi lamelare de tipul cloritului şi sericitului sînt dezvoltate pe direcţia de clivaj, intersectînd stratificaţia sub diferite unghiuri [3] (fig. 1—13).

În Dobrogea centrală, în zona Altîn Tepe, discordant peste formaţiunile mezometamorfice care formează o mare cută asimetrică, cu vergenţe nordice, sînt dispuse şisturile verzi. Seria mezometamorfică este intens retromorfozată, astfel că uneori caracterul mezometamorfic se recunoaşte cu greutate. Şisturile verzi alcătuiesc o serie de cute ale căror direcţii axiale oscilează între N 50° V şi E—V. Paralel cu axele structurilor majore, în şisturile verzi, regional, se întîlnesc clivaje de curgere. Pentru determinarea acestui tip de clivaj, care a luat naştere în urma procesului de curgere plastică a rocii (fig. 1, 2 şi 3), au fost efectuate

[1] Cosma St., *Raport geologic asupra prospecţiunilor executate în Dobrogea de mijloc.* Arh. Com. Geol. 1962.

[2] Comunicare orală (1963).

[3] Cosma S., C. Ionescu, V. Ignat şi Gh. Neacşu, *Raport asupra prospecţiunilor geologice pentru minereuri neferoase în Dobrogea centrală,* Arh. Com. Geol., martie 1964.

pe teren măsurători de galeti moi, de galeți din lentile intraformaționale de conglomerate și măsurători de granule de cuarț și feldspat din blastopsamite la Altîn Tepe, Ciamurlia de Sus, Casimcea, Dulgheru, Nistorești, Cheia, Sibioara și Băltăgești.

Pentru precizarea relațiilor care există între direcțiile planelor clivajelor de curgere și planele axiale ale structurilor majore, au fost măsurate sistematic pozițiile clivajelor și stratificațiile inițiale, iar în laborator au fost efectuate studii microscopice pe eșantioane orientate. Galeții moi, care se întîlnesc în aproape toate nivelele de blastopsamite ale seriei șisturilor verzi, ca și în lentilele intraformaționale de conglomerate, au fost deformați plastic în procesul curgerii rocii ca elipsoizi cu axele lungi și intermediare paralele cu clivajul și axele mici perpendiculare pe clivaj (fig. 14).

O deformare foarte intensă a galeților moi a fost remarcată pe valea Ciamurlia, aval de podul din centrul satului Ciamurlia de Sus, unde galeții moi din blastopsamite apar pe planele de șistozitate ca suprafețe cu contururi elipsoidale, de culoare deschisă, argintii-gălbui, pe fondul verde al blastopsamitelor, ca rezultat al dezvoltării sericitului și, subordonat, cloritului în galeții moi și, respectiv, a cloritului, albitului și sericitului în masa blastopsamitică (fig. 15).

Elementele de cuarț alb sînt dispuse cu planele axelor lungi și intermediare în planul clivajelor de curgere.

Cu toate că galeții moi nu au avut inițial contururi sferice, în urma măsurătorilor făcute, pe baza comparației dimensiunilor foarte reduse ale axei mici (2 mm) cu cele ale axelor lungi (26 mm) și intermediare (9 mm), se poate afirma totuși cu certitudine că procesul de curgere a rocii a dus la alungirea masei șisturilor verzi pe direcția clivajului de curgere a șistozității și, implicit, la scurtarea dimensiunii complexului perpendicular pe clivaj. În vederea calculării valorilor cu care s-a deformat masa șisturilor verzi în urma curgerii plastice, au fost măsurate granule de cuarț ale căror axe lungi și intermediare sînt întotdeauna paralele cu planele clivajelor de curgere și care, probabil, inițial au avut contururi aproximativ sferice. În acest scop am folosit metoda de calcul introdusă de Marland P. Billings (4), metodă care se bazează pe constatarea că volumul unei sfere, în urma deformării într-un elipsoid, nu-și schimbă valoarea. Astfel, dacă se notează cu Vs volumul sferei, iar cu Ve volumul elipsoidului, atunci Vs = Ve.

$$\text{sau} \quad \frac{4}{3}\pi.r^3 = \frac{4}{3}\pi.a.b.c \quad \text{sau} \quad r = \sqrt[3]{a.b.c}$$

Valorile axelor unei granule de cuarț reprezentativ de pe culmea Altîn Tepe — Sacîr Bair sînt de 6, 5 și 4 mm. Jumătatea axelor va fi deci a = 3 mm, b = 2,5 mm și c = 2 mm. Folosind formula $r = \sqrt[3]{a.b.c}$, constatăm că raza granulei a fost, înainte de deformare, egală cu 2,46 mm. Aceasta înseamnă că sfera inițială s-a turtit cu 1,08 mm perpendicular pe clivaj, adică perpendicular pe axa mare a stressului principal, și s-a alungit cu 1,2 mm paralel cu axa lungă, adică paralel cu axa mare a stressului.

Măsurătorile efectuate pe diferite tipuri de granule au demonstrat că atît valorile cu care s-au scurtat axele granulelor perpendicular pe

clivaj (valorile axelor mici), cît şi valorile cu care s-au alungit axele granulelor paralel cu axa mare a stressului (valorile axelor lungi) variază în funcţie de constituţia mineralogică şi dimensiunile granulelor. În concluzie, s-au deformat în mod egal granulele care au avut aceeaşi constituţie mineralogică şi aceleaşi dimensiuni.

Din analiza comparativă a valorilor din tabelul nr. 1 reiese că, în medie, cele patru granule de cuarţ de pe valea Casimcea s-au alungit cu 1 mm paralel cu planul clivajelor de curgere şi s-au comprimat cu 0,59 mm perpendicular pe acest clivaj, iar cele din zona Sacîr Bair — Altîn Tepe s-au alungit cu 1,85 mm şi s-au turtit cu 0,89 mm. Valorile medii ale rapoartelor $\frac{A}{B} = 1{,}23$ şi $\frac{B}{C} = 1{,}24$, respectiv $\frac{A}{B} = 1{,}36$ şi $\frac{B}{C} = 1{,}33$, sînt sensibil apropiate, fapt care demonstrează că cuarţurile nu au avut iniţial contururile unor sfere ideale.

În general, s-a constatat că galeţii moi, pelitici, s-au deformat plastic mai intens decît masa blastopsamitică în care sînt prinşi (tabelul nr. 2).

Galeţii de dimensiuni mari, alcătuiţi petrografic din roci mezometamorfice, roci eruptive şi cuarţuri, s-au dispus perpendicular pe axa mare a stressului principal şi deci în planul clivajului de curgere prin rotire şi aplatizare şi numai rareori prin recristalizare, în timp ce granulele mici de cuarţ şi feldspat s-au orientat cu planele axelor lungi şi intermediare în planul clivajelor de curgere prin rotire şi recristalizare.

Pe Valea Satului, la Ciamurlia, la 100 m aval de şoseaua naţională, în blastopsamite se găsesc pirite sedimentare de dimensiuni milimetrice, ale căror cuburi s-au orientat şi deformat în timpul procesului de curgere plastică a rocii, îmbrăcînd forma de paralelipipede dreptunghiulare turtite sau forme porfiroblastice. Acestea se înscriu în elipsoide, ale căror axe lungi şi intermediare sînt în planul clivajelor de curgere (tabelul nr. 3).

În concluzie, pe baza celor menţionate mai sus, se poate afirma că masa şisturilor verzi, luată în ansamblu, trebuie să se fi deformat în mod similar, în sensul că s-a alungit paralel cu axa mare a stressului şi s-a comprimat perpendicular pe direcţia clivajelor de curgere.

Diferenţa de competenţă dintre diferitele nivele petrografice ale seriei şisturilor verzi a contribuit la formarea microcutelor de antrenare, a şistozităţilor de curgere şi a rubanajelor de clivaj.

În şisturile verzi din apropierea fundamentului, după formarea clivajelor de curgere, compresiunea a continuat datorită reliefului de fund, care a funcţionat în timpul deformărilor ca fundament dur tectonic. În consecinţă, pe flancurile cutelor, pe direcţiile de clivaj şi de plan axial, prin alunecarea nivelelor competente peste cele incompetente, s-au format spre crestele cutelor îndoituri cu amplitudini de ordinul zecilor de centimetri, respectiv microcute de antrenare. Microcutele de antrenare sînt bine dezvoltate şi frecvente în şisturile verzi din bazinul văii Başpunar şi din zona Ceamurlia de Sus — Altîn Tepe — Topolog — Dorobanţu (fig. 16).

În timp ce în şisturile verzi din apropierea fundamentului mezometamorfic efectele deformărilor plastice sînt pregnante, intensitatea deformărilor scade treptat către nivelele superioare. Astfel, cu cît ne

Tabelul nr. 1

Valorile deformării și dimensiunile inițiale a opt granule de cuarț de pe valea Casimcea și culmea Sacir Bair – Altîn Tepe

Granule de minerale	A mm	B mm	C mm	r mm	D mm	l mm	s mm	A/B	B/C	Punctul unde au fost executate măsurătorile
Cuarț	2,00	1,50	1,00	0,72	1,44	0,56	0,44	2/1,5	1,5/1	valea Casimcea, amonte de Nistorești
Cuarț	5,00	3,50	2,50	1,76	3,52	1,48	1,02	5/3,5	3,5/2,5	,, ,, ,,
Cuarț	5,00	4,50	4,00	1,78	3,56	1,44	0,44	5/4,5	4,5/4	,, ,, ,,
Cuarț	4,00	3,50	3,00	1,73	3,46	0,54	0,46	4/3,5	3,5/3	,, ,, ,,
Media	4,00	3,25	2,62	1,50	3,00	1,00	0,59	1,23	1,24	,, ,, ,,
Cuarț	6,00	5,00	4,00	2,46	4,92	1,08	0,92	6/5	5/4	culmea Sacir Bair – Altîn Tepe
Cuarț	7,00	5,00	4,00	2,55	5,10	1,90	1,10	7/5	5/4	,, ,, ,, ,,
Cuarț	4,50	2,50	1,50	1,41	2,82	1,68	1,32	4,5/2,5	2,5/1,5	,, ,, ,, ,,
Cuarț	7,00	5,50	4,00	2,12	4,24	2,76	0,24	7/5,5	5,5/4	,, ,, ,,
Media	6,12	4,50	3,37	2,13	4,27	1,85	0,90	1,36	1,33	,, ,, ,, ,,

A,B și C – axele elipsoidului; r și D – raza și, respectiv, diametrul sferei; l – alungirea în planul clivajului de curgere și s – scurtarea (comprimarea) perpendicular pe clivaj.

Tabelul nr. 2

Valorile axelor elementelor din blastopsefite și de galeți moi

Constituția mineralogică a elementelor	A cm	B cm	C cm	Punctul unde au fost executate măsurătorile
Elemente de cuarțite mezozonale din blastopsefite	2,3	1,7	0,8	Intersecția drumului Sibioara cu șoseaua Baia—Constanța
Element de paragnais din blastopsefite	1,7	1,4	1,2	„ „
Element de cuarț din blastopsefite	0,6	0,5	0,4	„ „
„	1,2	1,0	0,7	„ „
„	1,2	0,9	0,6	„ „
Galet pelitic moale, deformat plastic din blastopsefite	3,0	1,4	0,3	Bălțăgești
„	4,2	2,6	0,25	„
„	1,1	0,9	0,15	„
„	2,1	1,2	0,35	„
„	0,7	0,35	0,15	„
„	1,0	0,7	0,15	„
Element de amfibolit din blastopsefite	4,5	4,0	3,0	„
Element de gnais din blastopsefite	2,3	1,8	1,5	„
Element de cuarțit din blastopsefite	5,1	2,8	2,0	„
Galet pelitic moale, deformat plastic din blastopsefite	3,4	2,0	1,7	Dulgheru
„	3,2	2,1	1,0	„

A B și C — axele elipsoidului.

Tabelul nr. 3

Valorile axelor elementelor din blastopsefite și de galeți moi. pelitici

Constituția mineralogică a elementului	A cm	B cm	C cm	Punctul unde au fost executate măsurătorile
Galet pelitic moale, deformat plastic din blastopsefite	18,5	10,0	3,0	în blastopsefitele din aval de
„	6,0	3,6	0,5	comuna Casimcea
„	15,0	11,0	3,0	„
„	12,5	9,8	5,6	„
„	5,6	4,0	3,0	„
„	3,5	2,3	1,2	„
„	9,0	3,5	0,6	„
„	12,0	7,5	5,0	„
„	4,0	1,8	0,4	„
Elemente de cuarț din blastopsefite	1,1	0,8	0,5	„
„	1,0	0,7	0,4	„
„	0,5	0,4	0,3	„
Galet pelitic, moale, deformat plastic din blastopsamite	2,1	0,8	0,4	Ciamurlia—Valea Satului
„	1,7	0,6	0,2	„
„	2,6	0,7	0,2	„
„	2,00	0,5	0,15	„
„	1,7	0,6	0,2	„
Pirită din blastopsefite	1,0	0,7	0,5	„
„	0,6	0,3	0,25	„
„	1,0	0,7	0,6	„

A, B și C — axele elipsoidului.

deplasăm spre sud, microcutele de antrenare au extinderi mici și amplitudini ce nu depășesc 10 cm, întîlnindu-se doar în unele nivele incompetente de blastopelite intercalate de obicei între nivele groase blastopsamitice. Este cazul microcutelor care apar pe valea Casimcea, în zona confluenței sale cu Valea cu Piatră, la sud de comuna Casimcea, și al celor de la circa 200 m amonte de confluența văii Casimcea cu Valea Grădina, la nord de comuna Cheia.

Procesele de alunecare a nivelelor competente peste cele incompetente pe direcția planelor clivajelor de curgere au provocat intensificarea deformărilor plastice în nivelele incompetente, astfel că, în cadrul acestora, în special în pelite, au luat naștere șistozități de curgere, în timp ce în nivelele competente, psamitice, procesele de deformare au rămas la stadiul clivajelor de curgere.

În cadrul seriei șisturilor verzi sînt foarte răspîndite rubanajele de clivaj, care se evidențiază prin alternanța unor benzi de minerale lamelare de tipul sericitului și cloritului cu benzi de minerale granulare de tipul feldspatului și cuarțului în planul șistozităților sau clivajelor de curgere, intersectînd direcțional stratificația sub diferite unghiuri (fig. 17). Astfel, suprafețele de stratificație inițiale prezintă un aspect rubanat. Rubanaje de clivaj au fost frecvent întîlnite în zona Ciamurlia de Sus — Altîn Tepe — Topolog — Dorobanțu și cu o frecvență mai mică pe valea Casimcea și Valea Crucea, aval de comuna Crucea, în apropierea limitei dintre șisturile verzi și depozitele jurasice.

Studiul microscopic efectuat pe secțiuni orientate de șisturi verzi a arătat că mineralele care au recristalizat în urma curgerii plastice sînt dezvoltate în planul clivajelor de curgere și intersectează stratificația sub diferite unghiuri, în funcție de locul de colectare a eșantionului (fig. 1—3). În secțiunile în care au fost surprinse microritmuri submilimetrice și milimetrice se observă clar întrepătrunderea mineralelor noi, metamorfice, în zonele de limită ale microritmurilor, ceea ce face posibilă măsurarea unghiului pe care-l face șistozitatea de curgere cu stratificația inițială (fig. 6). Această observație prezintă interes în special în cazul studierii carotelor orientate de șisturi verzi, întrucît, prin măsurarea microscopică a unghiului format de planul stratificației inițiale cu planul clivajului, se poate determina poziția forajului față de axul structurii. Astfel, spre exemplu, dacă clivajul este vertical, axul sinclinalului se găsește în direcția în care înclină stratele, iar axul anticlinalului în direcția către care este deschis unghiul ascuțit format de intersecția clivajului de curgere cu stratificația (fig. 2).

Majoritatea cercetătorilor care au efectuat în ultimul deceniu studii asupra șisturilor verzi din Dobrogea centrală au ajuns la concluzia că, structural, șisturile verzi sînt larg cutate cu plane axiale în general verticale, astfel că în toate secțiunile geologice șisturile verzi au fost schițate ca alcătuind cute largi simetrice. Cercetările noastre au dus la concluzia că planele clivajelor de curgere, respectiv planele șistozităților de curgere, au înclinări care variază între 55 și 90°. Cum planele clivajelor de curgere sînt paralele cu planele axiale ale cutelor majore, se înțelege că prin măsurarea înclinării clivajelor de curgere s-a măsurat înclinarea

cutelor. În general, în cadrul seriei şisturilor verzi s-a observat că predomină statistic clivajele cu înclinări către sud cu valori variind între 60 şi 80°. Prin corelarea înclinării clivajelor de curgere cu poziţia stratificaţiei s-a constatat că pe fondul unor cute majore cu vergenţe nordice se înscriu o serie de cute secundare. Astfel, la nord de Nistoreşti, şisturile verzi alcătuiesc în general cute cu vergenţe nordice. De asemenea, pe flancul sudic al anticlinalului Altîn Tepe, şisturile verzi dispuse discordant peste cristalinul mezometamorfic formează, la rîndul lor, o cută cu vergenţă nordică. Filitele clorito-sericitoase cu cloritoid şi şisturile cloritoase cu albit şi epidot, care apar pe aliniamentul dealului Dalîcla, sînt situate în zona axială a acestei cute anticlinale deversate spre nord, astfel că şisturile verzi care aflorează pe limita cu seria mezometamorfică alcătuiesc flancul nordic al acestei cute.

Aceste observaţii, în aparenţă puţin importante, prezintă interes, deoarece duc la implicaţii în situaţia în care în orizontarea stratigrafică şi interpretarea structurală s-a considerat că şisturile verzi alcătuiesc cute largi simetrice.

Totodată, pînă în prezent, toţi cercetătorii care au măsurat clivajele ale căror direcţii sînt paralele cu axele structurilor majore nu au diferenţiat clivajele de curgere de clivajele axiale ale cutelor minore (fig. 18).

Aşa cum s-a arătat, pentru determinarea vergenţei cutelor pot fi folosite numai planele clivajelor de curgere, care sînt paralele cu planele axiale ale structurilor majore. Clivajele axiale de cute secundare, care fac un unghi ascuţit cu planele axiale ale structurilor majore, pot fi folosite numai la determinarea direcţiei axelor structurilor majore cu care sînt paralele.

În afara elementelor structurale discutate, şisturilor verzi le sînt comune diverse sisteme de clivaje şi fisuri secundare formate graţie mişcărilor tectonice mai noi, care au succedat procesului de deformare plastică.

Mişcările care au determinat formarea celor două linii tectonice majore, care delimitează la nord şi la sud Dobrogea centrală, linia Pecineaga — Camena şi linia Capidava — Ovidiu, au dus prin reactivarea clivajelor a.c. şi h.o.l la decroşarea, compartimentarea şi scufundarea unor compartimente din cadrul şisturilor verzi. Concomitent, pe unele zone, pe direcţia clivajelor de curgere au luat naştere o serie de clivaje de forfecare, cum este cazul zonelor din apropierea celor două linii tectonice majore. Prin diferenţierea noilor elemente microstructurale de elementele microstructurale care au luat naştere în timpul proceselor de deformare plastică, s-a putut lămuri evoluţia structurală a seriei şisturilor verzi.

Măsurătorile de texturi liniare efectuate au evidenţiat că, regional, şisturile verzi prezintă ridicări şi afundări axiale. În apropierea celor două linii tectonice majore s-a observat că cutele care sînt uşor decroşate prezintă afundări axiale mari. Astfel, la sud de linia Pecineaga — Camena, în zona Altîn Tepe — Ceamurlia de Sus, atît anticlinalul alcătuit din formaţiuni mezometamorfice, cît şi cutele constituite din şisturi verzi prezintă începînd din zona Altîn Tepe, afundări axiale atît spre V—NV, cît şi spre E—SE. Afundările axiale spre E—SE ating uneori valori de pînă la 35°.

La nord de linia Capidava — Ovidiu au fost măsurate texturi liniare în zona Cheia — Crucea — Băltăgești. Astfel, pe Valea Crucea, șisturile verzi prezintă afundări axiale bruște cu valori de pînă la 54°, în timp ce pe valea Casimcea, amonte de comuna Cheia, au fost măsurate afundări spre E—SE de pînă la 30°. Ca o consecință a acestor plonjări, aparent pe direcție, formațiunile converg brusc.

Această imagine aparentă a determinat pe unii cercetători (6) care au efectuat studii în zona de la SE de Cheia să conchidă că schimbările de facies în șisturile verzi au loc pe distanțe de ordinul sutelor de metri și să considere că, în consecință, orizontarea șisturilor verzi este dificilă.

În ceea ce privește vîrsta procesului de deformare plastică a șisturilor verzi, respectiv a metamorfismului lor, studii recente de vîrstă absolută (11), efectuate atît pe probe din fundamentul mezometamorfic retromorf, cît și pe probe de șisturi verzi prin metoda K/Ar, în care s-a folosit analiza prin activare cu neutroni la dozarea argonului radiogenic, au dus la concluzia că acest proces a avut loc în cambrianul inferior, în timpul orogenezei assyntice, corespunzînd unei vîrste cuprinse între 440×10^6 ani și 590×10^6 ani.

BIBLIOGRAFIE

1. Atanasiu V., *Note préliminaire sur la constitution géologique de la Dobrogea*, Bull. Soc. Géol. Fr., 3e série, București, **24**, 1897.
2. — *Contribution à l'étude géologique de la Dobrogea (Roumanie)*, Thèse, Paris, 1898.
3. Atanasiu I., *Privire generală asupra geologiei Dobrogei*, Lucr. Soc. Geogr., „D. Cantemir", Iași, 1940, **III**.
4. Billings M. P., *Structural geology*, New York, 1954, Prentice-Hall, Inc.
5. Cantuniari St., *Notă asupra unor roci verzi de la Cinaci*, Dări de seamă Inst. Geol. Rom., 1917, *7*.
6. Chiriac M. et Lăcătușu A., *Contribution à la connaissance des schistes verts dans la partie sud de la Dobrogea Centrale*, Revue Roumaine de géologie géophysique et géographie, Série de géologie, 1965, **9**, *2*.
7. Cosma St., Teodoru I. și Brestoiu C., *Cercetări geologice în regiunea Ciamurlia de Sus — Dorobanțu*, Dări de seamă Com. Geol., 1962, **46**.
8. Grigoraș N. și Dăneț T., *Contribuții la cunoașterea șisturilor verzi dobrogene*, St. și cerc. geol., 1961, **VI**, *3*.
9. Ianovici V., Giușcă D., Mutihac V., Mirăuță O. și Chiriac M., *Ghidul excursiilor din Dobrogea*, Congresul al V-lea al Asociației Carpato-Balcanice, București, 1961.
10. Ianovici V. și Giușcă D., *Date noi asupra fundamentului cristalin al Podișului Moldovenesc și Dobrogei*, St. și cerc. geol., 1961, **VI**, *1*.
11. Ianovici V., Giușcă D., Goroiu M., Anastase S. și Mînzatu S., *Asupra vîrstei absolute a formațiunilor cristaline din fundamentul platformei Moldovenești și Dobrogei Sudice*, Erevan (U.R.S.S.), 1964.
12. Ionescu Bujor D., *Die kristallinen Schifer der Mittleren Dobrogea*, Neues Jahrn. Abhand. B abt. A., Stuttgart, 1936.
13. — *Beiträge zur Petrographie der Mittleren Dobrogea III, Die Grünschieferzone*, Fortschr. d. Min. Krist. u. Petrogr., 1937, **5**, *21*.
14. Macovei Gh., *Observații asupra liniei de încălecare Pecineaga-Camena*, Dări de seamă Inst. Geol., 1912, **3**.
15. Mirăuță O., *Șisturile verzi din regiunea Dorobanțu — Măgurele (Dobrogea centrală)*, Dări de seamă Com. Geol., 1964, **L**, *1*.
16. — *Stratigrafia și tectonica șisturilor verzi din regiunea Istria — Băltăgești (Dobrogea centrală)*, Dări de seamă. Com. Geol., 1965, **L**, *1*.
17. Motaș C., *Die Trufflitzone der Mittleren Dobrogea und die Kieslagerstätten von Altin Tepe, ein Beispiel der Epigenese*, Disertație, Berlin, 1953.
18. Mrazec L., *Discuții asupra rocilor verzi*, Dări de seamă Inst. geol., 1910, *2*.

19. Mrazec L. şi Pascu R., *Asupra liniei de încălecare Pecineaga — Camena*, Dări de seamă Inst. Geol. Rom., 1919, *3*.

20. Murgoci G. M., *Études géologique dans la Dobrogea du Nord. La tectonique de l'aire eimérienne*, An. Inst. Geol. Rom., 1915, **II**.

21. Pascu R., *Răspîndirea şisturilor verzi, a Jurasicului şi a Neocretacicului în Dobrogea*, An. Inst. Geol. Rom., 1914, **V**.

22. Peters K., *Grundlinien zur Geographie und Geologie der Dobrudscha*, Denk. der Math. Natur, Wiss. d. K. Akad. d. Wiss., 1867, **XXVII**.

Institutul de geologie-geografie
al Academiei Republicii Socialiste România
şi Comitetul de Stat al Geologiei

Primit în redacţie la 21 noiembrie 1966

Fig. 1. — Microritm submilimetric în blastopelite (filite). Șistozitatea de curgere formează cu stratificația inițială (direcția microritmului) un unghi de circa 90°. Forajul 28.047, zona Ciamurlia de Sus, N +, X 70.

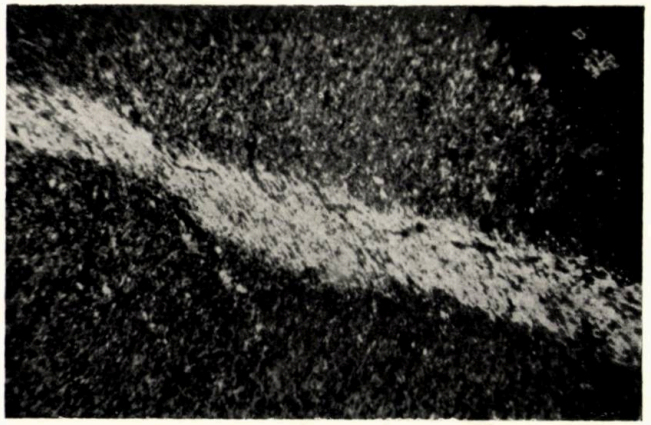


Fig. 2. — Microritm submilimetric în blastopelite (filite). Se remarcă dezvoltarea mineralelor micacee de tipul cloritului și sericitului după direcția șistozității de curgere și intersectînd stratificația. Forajul 28.047, N +, × 70.

Fig. 3. — Microritmuri submilimetrice în blastopelite (filite). Șistozitatea de curgere formează cu stratificația inițială (cu planele date de suprafețele microritmurilor) un unghi de circa 90°. Roca este fisurată. Forajul 28.047, Ciamurlia de Sus, N 11, × 10.

Fig. 4. — Blastopsamit (șisturi cu albit). Granulă de cuarț orientată pe direcția șistozității de curgere. Zona Ciamurlia de Sus, N 11, × 10.

Fig. 5. — Blastopsamit. Granulă de cuarț orientată pe direcția șistozității de curgere. Zona Ciamurlia de Sus, N +, × 70.

Fig. 6. — Sedimentație ritmică. Termenul blastopelitic, dispus peste termenul blastoaleuritic. Se observă întrepătrunderea intimă a mineralelor pe direcția șistozității de curgere. Șistozitatea face cu stratificația inițială (suprafața dată de limita dintre termenii ritmului) un unghi. Valea Casimcea, aval de comuna Casimcea, N 11, × 70.

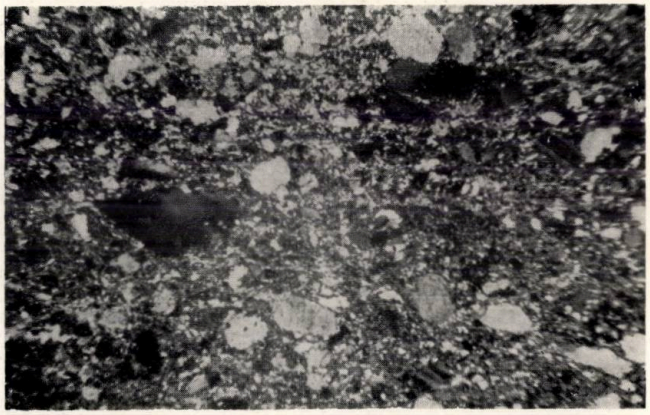


Fig. 7. — Blastopsamit. Se observă că mineralele granulare sînt deformate plastic, prin alungire pe direcția șistozității. Valea Casimcea — aval de comuna Casimcea, N +, × 10.

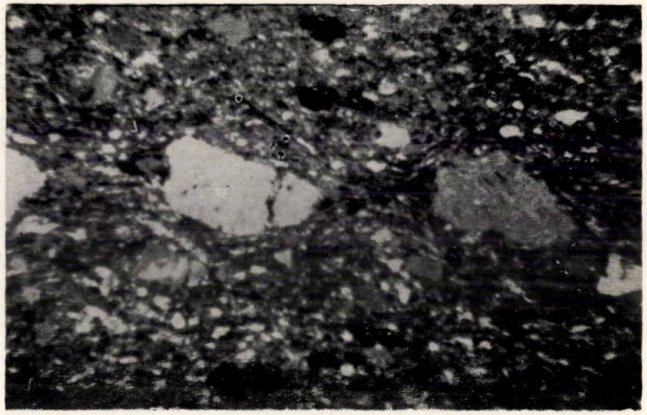


Fig. 8. — Blastopsamit. Se observă că mineralele granulare sînt dispuse pe direcția șistozității de curgere. Zona Ciamurlia de Sus, N 11, × 70.

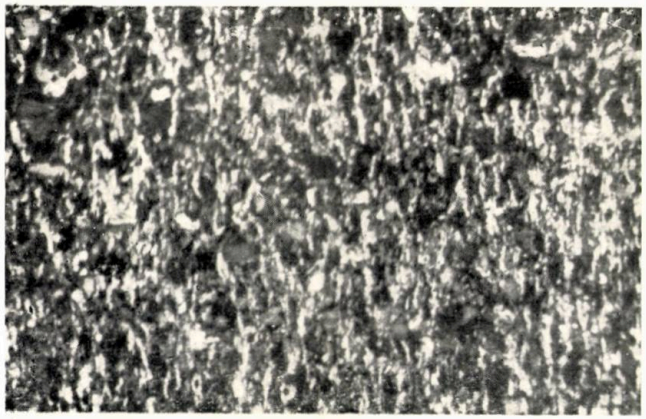


Fig. 9. — Blastopelit cu numeroase lamele de biotit cloritizat, cu aspect porfiroblastic, dispuse pe direcţia şistozităţii de curgere. Valea Casimcea, N+, × 70.

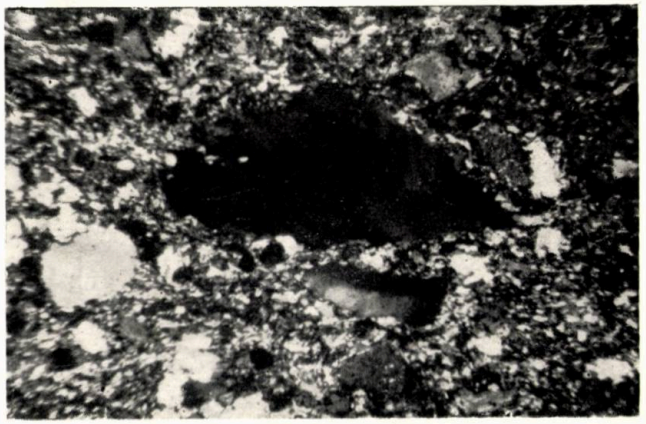


Fig. 10. — Blastopsamit. Se observă că mineralele granulare s-au dispus în urma recristalizării pe direcţia şistozităţii de curgere. Valea Beidaud, N+, × 70.

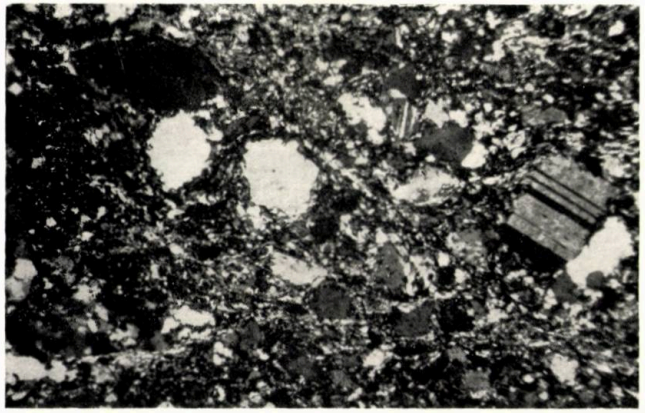


Fig. 11. — Blastopsamit. Valea Casimcea — comuna Casimcea, N+, × 70.

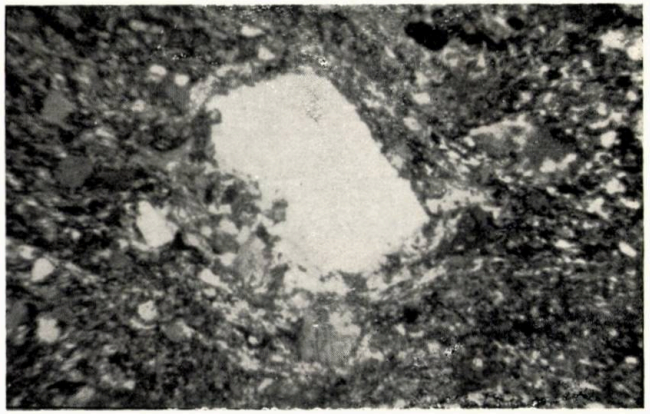


Fig. 12. — Blastopsamit. Se observă recristalizarea mineralelor micacee de tipul cloritului şi sericitului în jurul granulei de feldspat pe direcţia şistozităţii de curgere. Zona Ciamurlia de Sus, N+, × 70.

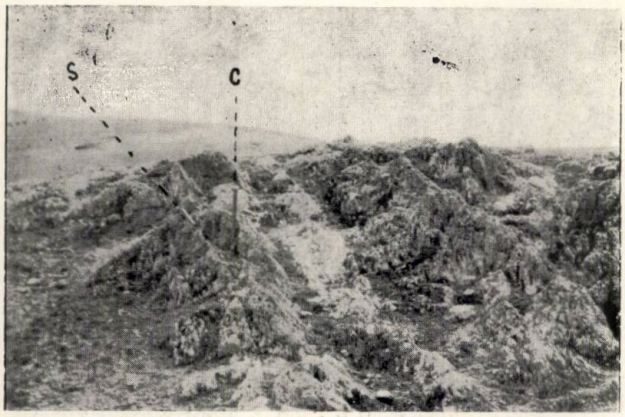


Fig. 13.— Aflorimente de şisturi verzi din bazinul Văii Crucea — amonte de Băltăgeşti. Se observă planele clivajelor de curgere (c) şi planele stratificaţiilor iniţiale (s).

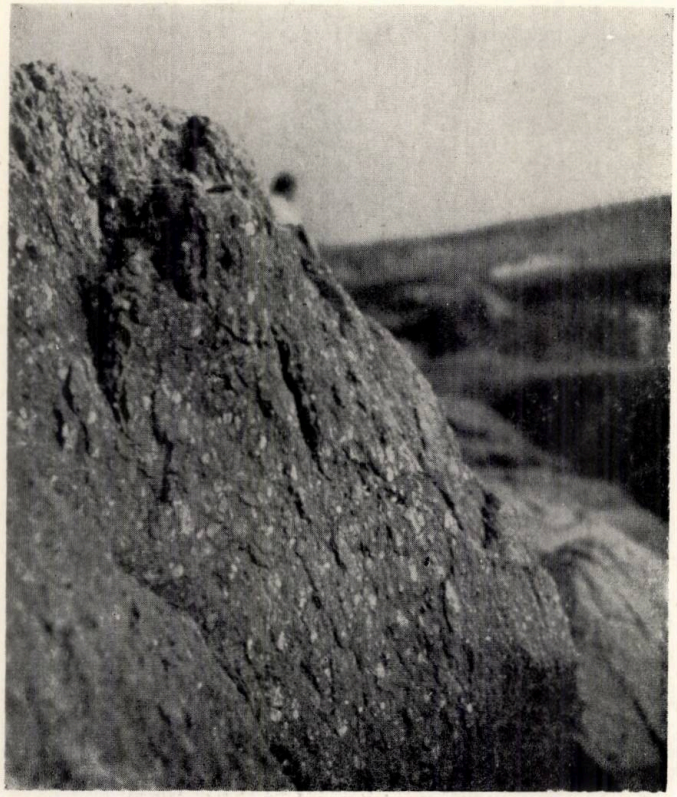


Fig. 14. — Afloriment de blastopsefite. Se observă că elementele de cuarţ alb sînt orientate pe direcţia clivajelor de curgere. Băltăgeşti.

Fig. 15. — Afloriment de blastopsamite. Pe planele de șistozitate se observă suprafețe cu contururi elipsoidale, de culoare deschisă, ca rezultat al dezvoltării sericitului și cloritului în galeții moi în urma deformării plastice. Ciamurlia de Sus.

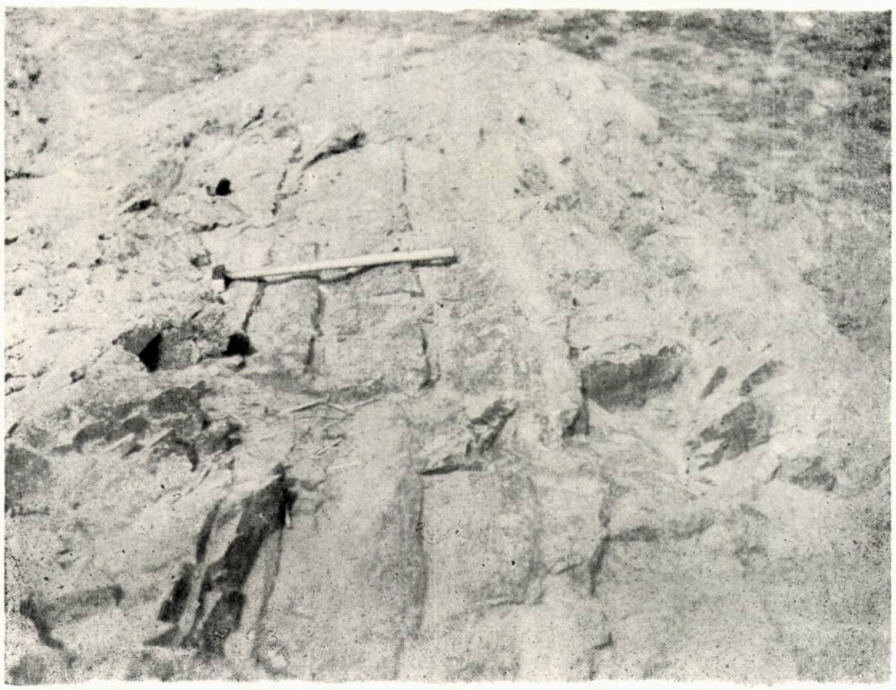


Fig. 16. — Microcute de antrenare în blastopsamite. Ciamurlia de Sus.

Fig. 17. — Rubanaje de clivaj (după direcţia creionului) în seria şisturilor verzi. Se pot observa liniaţii şi clivaje a.c. Ciamurlia de Sus.

Fig. 18. — Clivaje de curgere şi clivaje axiale de cute secundare în seria şisturilor verzi . Topolog.

ASUPRA STRATIGRAFIEI ȘISTURILOR CRISTALINE DIN MUNȚII APUSENI

DE

D. GIUȘCĂ, H. SAVU și M. BORCOȘ

55 (05)

În lucrare se sintetizează datele cercetărilor asupra formațiunilor cristalofiliene și rocilor eruptive asociate din cuprinsul Munților Apuseni, arătîndu-se că acestea aparțin la trei mari grupe geologice : prerifean, rifean și paleozoic, și că s-au format în trei cicluri tectonomagmatice distincte : prebaicalian, baicalian și hercinic. Separarea acestor cicluri s-a făcut pe baza discordanțelor stratigrafice și de metamorfism, a determinărilor de vîrstă absolută și a datelor microfloristice, a caracterelor litostratigrafice ale formațiunilor primare, precum și pe baza evoluției proceselor magmatice în fiecare ciclu și a condițiilor generale de metamorfism.

Numeroasele date asupra caracterelor petrografice ale șisturilor cristaline din Munții Apuseni au permis precizarea relațiilor dintre seriile metamorfice separate în cursul timpului, corelarea și orizontarea lor.

Terenurile prealpine au fost repartizate pe harta 1 : 500 000 a Republicii Populare Române, foaia 1b (1958), formațiunilor cristalofiliene, care, din punct de vedere petrografic, corespund la trei mari grupe — șisturi mezometamorfice, epimetamorfice și blastodetritice —, rocilor intrusive granitoide și depozitelor paleozoice de vîrstă permocarboniferă și permiană. Pe hărțile de detaliu, apărute ulterior, șisturile cristaline din Munții Apuseni au fost separate în mai multe serii, la a căror divizare s-a ținut seamă mai ales de condițiile tectonice în care acestea apar. Un asemenea mod de prezentare a formațiunilor metamorfice nu lasă să se întrevadă însă legătura organică dintre diferitele serii sau complexe echivalente stratigrafic și condițiile geologice generale în care s-au format.

St. și cerc. de geol., geof. și geogr., Seria Geologie, t. 12 • nr. 1, p. 41—56, București, 1967

În lucrarea de față, autorii își propun să sintetizeze datele obținute pînă în prezent, care cuprind și observațiile lor personale, să prezinte o schemă a evoluției geologice a terenurilor metamorfice din această parte a țării, schițînd totodată și stratigrafia lor.

EVOLUȚIA CONCEPȚIILOR ÎN CUNOAȘTEREA ȘISTURILOR CRISTALINE DIN MUNȚII APUSENI

Primele informații asupra șisturilor cristaline din Munții Apuseni și separarea lor pe grupe au rezultat din lucrările cu caracter geologic general efectuate de L. Lóczy (29), J. Böck (7), J. Szádezky (47), (48), (49), (50), Fr. Nopcsa (31), M. Pálfy și G. Primics (32) și P. Rozlozsnik (38). Aceste date au fost completate prin apariția lucrării de sinteză a lui M. Pálfy și P. Rozlozsnik (33) în anul 1939. Cercetările au fost continuate prin lucrările mai detaliate efectuate de M. Paucă (35), (36), D. Giușcă (17), Th. Kräutner (24), (25), (26), (27) și M. Socolescu (45).

Ca rezultate generale obținute în această perioadă, reținem că a fost pus în evidență complexul mai slab metamorfozat de sernifite, filite negre și violacee și șisturile verzi, considerate de vîrstă permocarboniferă sau chiar carboniferă. Reținem de asemenea, mențiunea făcută de P. Rozlozsnik, că filitele negre și violacee sînt mai tinere decît sernifitele, precum și observațiile lui D. Giușcă din care rezultă că șisturile verzi nu reprezintă decît un facies deosebit al complexului de filite negre. Deși aceste concluzii sînt umbrite de faptul că în ultimul timp în acest complex au fost incluse și șisturile negre nemetamorfozate permiene, ele au servit ca argument pentru fundamentarea cutei culcate a Bihariei, care domină tectonica zonei cristaline din Munții Bihorului (17).

După cel de-al doilea război mondial, cercetările au fost reluate într-un ritm mai susținut, completîndu-se datele asupra petrografiei șisturilor cristaline, naturii materialului original, condițiile de sedimentare și metamorfism, activității magmatismului inițial, precum și datele privind vîrsta depozitelor premetamorfice, a proceselor de metamorfism și a magmatitelor asociate acestor terenuri.

În această perioadă, primele considerații asupra stratigrafiei șisturilor cristaline datează din 1956, cînd își face loc o nouă concepție asupra genezei terenurilor metamorfice din Munții Apuseni. H. Savu (39) a stabilit cu această ocazie că seria de Mădrizești din Munții Drocea, constituită din micașisturi, gnaise și granite, este mai veche, probabil arhaică, în timp ce seria de Păiușeni — echivalentul permocarboniferului sau carboniferului metamorfozat în concepția autorilor anteriori — este paleozoică, fiecare serie fiind produsul unei sedimentări geosinclinale de vîrstă diferită și avînd asociat un ciclu magmatic complet. Totodată s-a arătat că șisturile cristaline din sudul Munților Apuseni aparțin la trei serii diferite : seria de Mădrizești, seria epizonală de Muncel și seria epizonală de Păiușeni de vîrstă paleozoică ; în seria de Păiușeni se găsesc remaniate elemente din primele două serii mai vechi. S-a demonstrat astfel că seria de Păiușeni se așterne atît peste terenuri mezozonale, cît

și peste terenuri epizonale, ceea ce argumentează caracterul său net transgresiv peste formațiunile cristaline mai vechi.

În același timp, D. Giușcă (20) constată că șisturile cu porfiroblaste de albit și amfibolitele cu epidot și albit din Munții Bihor reprezintă produsele unui magmatism de geosinclinal mai vechi decît metabazaltele din Munții Highiș, care sînt asociate complexului blastodetritic din seria de Păiușeni.

Un punct de vedere nou a fost adoptat după aceea în zona de est a Munților Apuseni de M. Bleahu și R. Dimitrescu (2), (3), care au separat două unități tectonice: cristalinul Gilăului, cu seriile de Someș și Arada, și cristalinul Arieșului, cu seriile de Baia de Arieș (echivalentă seriei de Mădrizești), de Biharia și de Muncel, metamorfozate în timpul mișcărilor caledoniene, precum și seria sernifitică, legată de mișcările hercinice.

Existența acestor două faze de metamorfism, însoțite de manifestații magmatice bazice și acide, a fost menționată și la est de masivul granitic al Muntelui Mare, pe baza cercetărilor efectuate în 1957 de M. Borcoș și E. Borcoș (4).

O altă problemă care a suscitat interes în decursul acestor cercetări a fost aceea a delimitării formațiunilor slab metamorfozate, situate sub depozitele permiene din Munții Bihor și Codru-Moma, conturîndu-se două moduri de a aborda. D. Giușcă (17) și M. Paucă (35) au considerat toate aceste formațiuni ca un ansamblu unitar de șisturi cristaline metamorfozate în timpul mișcărilor hercinice, în timp ce M. Bleahu și R. Dimitrescu (2), (3), (11) au considerat o parte din aceste șisturi cristaline ca un complex de vîrstă permiană, metamorfozat mai tîrziu, în faza saalică.

În privința magmatismului inițial asociat celor trei grupe cristaline, ideile s-au cristalizat încă din anii 1956—1957, după cum s-a arătat mai sus. Tot în 1956, H. Savu a stabilit existența a două grupe de roci granitoide, una asociată seriei de Mădrizești și alta seriei de Păiușeni din Munții Highiș — Drocea (39).

D. Giușcă a demonstrat, pe de altă parte, că punerea în loc a granitelor de Highiș este sincronă metamorfismului șisturilor cristaline din seria de Păiușeni (20). În această privință, M. Bleahu și R. Dimitrescu (2), (3), (11) au exprimat opinia că granitoidele de Codru ar reprezenta plutonismul sinorogen hercinic, fiind sincrone cu punerea în loc a granitului de Highiș, iar granitele de Muntele Mare și granitele mai acide de Codru ar corespunde plutonismului tîrziu.

Într-o ultimă lucrare, R. Dimitrescu (15) deosebește în Munții Apuseni un plutonism hercinic, reprezentat prin granitele din Munții Highiș, și un plutonism mai vechi, în care sînt incluse atît granitele de Codru, cît și granitul de Muntele Mare. Acest autor întrevede și posibilitatea ca toate granitoidele din Munții Apuseni să constituie o serie unică, legată de orogeneza hercinică, precum și alternativa ca numai granitul de Muntele Mare să fie hercinic, între el și intruziunile de Codru să nu existe nici o legătură.

Pe baza cercetărilor efectuate între anii 1958 și 1964 în bazinul văii Iara și al Someșului, M. Borcoș ajunge la concluzia că granitul

de Muntele Mare este legat de un magmatism tardeorogen vechi, în timp ce intruziunile de Codru aparțin unui ciclu mai tînăr (6), (43).

J. Szádeczky (48) a presupus că vîrsta metamorfismului șisturilor cristaline din Munții Apuseni este mezozoică, însă ceilalți geologi au considerat-o prepermiană. D. Giușcă a menționat că formațiunile carbonifere slab metamorfozate din Munții Bihor stau peste un fundament cristalin, constituit din seria de Biharia, fapt din care rezultă implicit acceptarea a două faze de metamorfism (17).

În 1956, H. Savu a studiat raporturile dintre seria de Mădrizești și seria de Păiușeni, demonstrînd în acest fel existența a cel puțin două faze de metamorfism. Un an mai tîrziu, M. Bleahu și R. Dimitrescu (2), precum și M. Borcoș și E. Borcoș (4), iau în discuție existența a două faze de metamorfism : caledoniană și hercinică.

Studiind șisturile cristaline din bazinul văii Iara și al Someșului, E. Stoicovici și A. Trif (46), (51) deosebesc într-un pachet de șisturi cristaline gros de circa 500 m, în care ar fi reprezentat precambrianul, paleozoicul inferior și mediu, două zone de metamorfism : zona de ultrametamorfism, generată de orogeneza caledoniană și zona de metamorfism regional, generată de orogeneza hercinică. Deși granitul de Muntele Mare străbate în realitate și zona de metamorfism regional presupusă hercinică, autorii îl consideră totuși precambrian.

Primele documente asupra vîrstei formațiunilor cristaline se referă la șisturile verzi de la Arieșeni, în care au fost identificați spori de *Zonotrilites*, ce atestă vîrsta carbonifer-inferioară (44). Aceste date constituie o bază de apreciere a vîrstei paleozoice a formațiunilor seriei de Păiușeni, fiind în concordanță cu vederile exprimate de cercetătorii anteriori.

Rezultatele publicate de P. Rozlozsnik (38) și D. Giușcă (17) au conturat o primă imagine asupra stilului tectonic al zonei cristaline din Munții Bihorului. O concepție care privește un domeniu mult mai larg este redată în lucrarea de sinteză a lui M. Pálfy și P. Rozlozsnik (33), în care acești autori deosebesc două pînze de șariaj cu direcții diferite : în partea nordică pînza de Codru, orientată NNV—SSE, cu digitațiile ei de Dievii, Tărhăița și Ferice, confirmate ulterior de M. Pauca (35) și Th. Kräutner (26), iar spre sud cea de-a doua pînză, orientată aproximativ E—V, a cărei extindere este figurată pînă în nordul Munților Highiș. Într-o lucrare de sinteză, M. Bleahu și R. Dimitrescu (2) consideră că întreaga structură geologică a Munților Apuseni este controlată de un stil tectonic major, ea fiind alcătuită din două pînze de șariaj mai importante : de Codru și de Arieșeni, fiecare cu mai multe digitații. Formarea acestor pînze de șariaj, după majoritatea cercetătorilor, nu ar fi depășit faza de mișcări subhercinice.

În hărțile la scara 1 : 200 000, redactate de Institutul geologic din 1961, formațiunile cristaline din Munții Apuseni au fost repartizate, pe baza datelor menționate mai sus, la trei mari grupe geologice : precambrian nedivizat, proterozoic superior și paleozoic.

În prelegerile de petrografie ținute la universitate, D. Giușcă distinge în evoluția terenurilor cristaline din Munții Apuseni trei cicluri geotectonice.

Harta geologică structurală a Munților Metaliferi și a regiunilor învecinate, însoțită de o notă explicativă, întocmită de M. Borcoș

și M. Lupu în 1965[1], sintetizează rezultatele obținute pînă la acea dată și constituie o primă reprezentare în care formațiunile cristaline și rocile magmatice asociate sînt grupate în trei cicluri tectonomagmatice distincte, unul hercinic și două mai vechi, în care sînt incluse seriile cristaline corespunzătoare și rocile eruptive asociate.

STRATIGRAFIA ȘISTURILOR CRISTALINE

Preocupările îndelungate și experiența obținută de autorii prezentei lucrări le-au permis, cu prilejul unei consultări comune pe teren, să propună o schemă stratigrafică de ansamblu a șisturilor cristaline din Munții Apuseni. Această schemă se bazează pe evidențierea relațiilor care există între funcțiunile litogenetice și magmatice ale vechilor arii geosinclinale, a discordanțelor stratigrafice indicatoare ale regenerării geosinclinalelor, a gradului de metamorfism al seriilor asociate în grupe, precum și a discordanțelor de metamorfism marcate prin zone de diaftoreză.

Această poziție se diferențiază esențial de încercările recente de grupare a șisturilor cristaline, care se sprijineau în special pe efectele tectonicii alpine.

Considerăm că șisturile cristaline au fost generate în decursul evoluției a trei cicluri tectonomagmatice deosebite, care aparțin la trei mari grupe[2] geologice, și anume: prerifeanului, rifeanului și paleozoicului.

Toate seriile și complexele de roci metamorfice ale unei astfel de grupe largi au fost încadrate într-o entitate litostratigrafică, care constituie stratotipul întregii unități. În ordinea vîrstei, aceste unități sînt: cristalinul de Gilău — Muntele Mare, cristalinul de Bihor și cristalinul de Highiș — Drocea.

PRERIFEANUL

Sînt incluse aici formațiunile cristaline formate într-un ciclu tectonomagmatic mai vechi decît rifeanul. Ele cuprind în general șisturile mezozonale din seriile de Mădrizești (34), de Someș, Baia de Arieș și Arada. Ca stratotip al acestei grupe am considerat cristalinul de Gilău — Muntele Mare.

Cea mai completă succesiune stratigrafică a formațiunilor cristaline prerifeene se găsește în Munții Gilău, în zona de la est de granitul de Muntele Mare. Asemenea formațiuni apar și în pintenul cristalin al Băii de Arieș, în extremitatea de nord a Munților Trăscău, precum și în insulele cristaline Mezeș, Rez, Bîc și Preluca, extinzîndu-se spre est, pînă în Munții Rodnei (fig. 2).

În Munții Gilău, această succesiune începe cu un complex important, separat ca seria de Someș, în care predomină paragnaise cu biotit, micașisturi cu biotit, granați, staurolit și silimanit, cu care se asociază uneori gnaise cuarțo-feldspatice și, subordonat, cuarțite (fig. 1). Spre partea

[1] Arh. Inst. Geol.

[2] Termenul de „grup" este folosit aici în sens stratigrafic, nu în sens petrografic, cum era utilizat de cercetătorii de la începutul secolului al XX-lea.

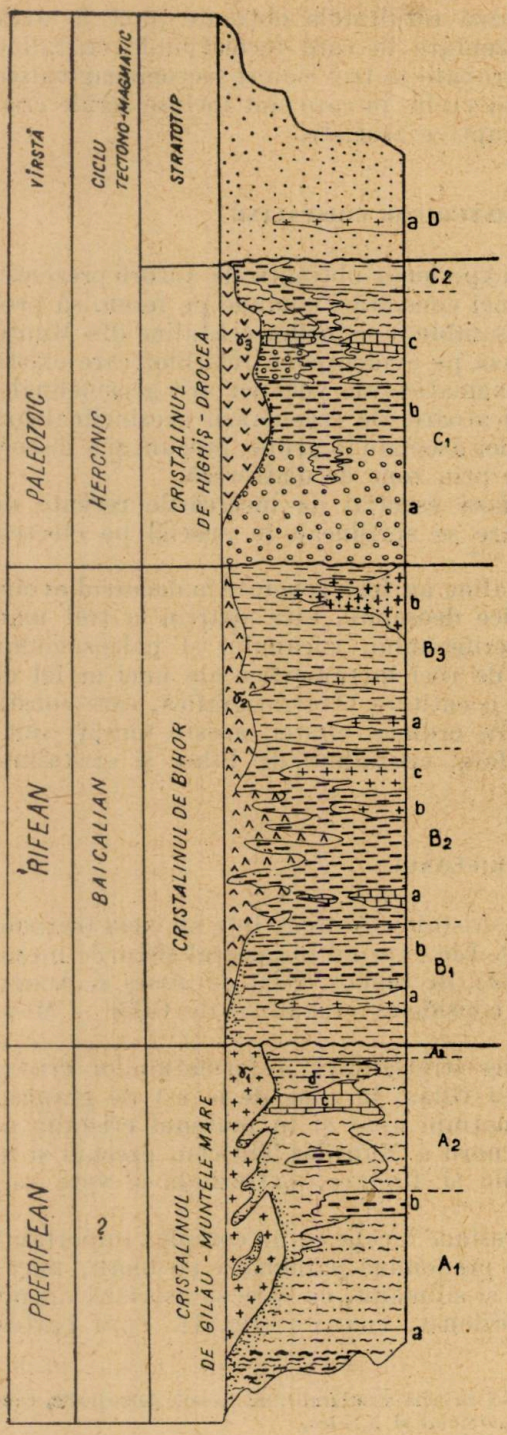


Fig. 1. – Coloana stratigrafică a şisturilor cristaline din Munţii Apuseni

Cristalinul de Gilău—Muntele Mare.

A_1, seria de Someş – paragnaise şi micaşisturi cu biotit, granat ± staurolit şi silimanit, amfibolite (b), migmatite şi fenomene de injecţie (a); A_2, seria de Baia de Arieş – micaşisturi cu biotit ± staurolit, calcare şi dolomite cristaline (c), cuarţite, cuarţite, cu grafit (d); A_3, seria de Arada – şisturi cu granat diaftorizate; γ_1, granitul de Muntele Mare, Mădrizeşti, Vinţa, Siria.

Cristalinul de Bihor.

B_1, seria de Bistra – şisturi cu sericit şi clorit, porfiroi de (a), amfibolit cu epidot (b); B_2, seria de Biharia – amfibolite şi şisturi cu epidot şi albit, şisturi cu albit, şisturi cu sericit şi clorit, cuarţite cu grafit, calcare cristaline (a), porfiroide (b), metaporfire granitice (c); B_3, seria de Muncel – şisturi cu sericit şi clorit, şisturi cu sericit, clorit şi albit, porfiroide (a), metaporfire granitice (b); γ_2, granitoide de Codru.

Cristalinul de Highiş—Drocea.

C_1, seria de Păiuşeni – complexul grezos, conglomeratic metamorfozat (a), metaconglomerate, metacuarţite, calcare cristaline; complexul ofiolitic metamorfozat (b), metabazalte, metagabbrouri, gabbrouri, şisturi verzi, porfiroide; complexul filitos (c), şisturi cu sericit şi clorit, şisturi carbonatice, metaconglomerate, metacuarţite, porfiroide, şisturi verzi violacee, calcare cristaline; C_2, seria de Arieşeni – şisturi verzi; γ_3, granite şi roci alcaline; D, depozite sedimentare şi porfire cuarţifere permiene (a).

superioară se individualizează un complex de ortoamfibolite şi gnaise amfibolice, care ar reprezenta produsele metamorfozate ale magmatismului iniţial al acestui ciclu. Complexul următor este constituit predominant din micaşisturi cu biotit, granat şi staurolit, care se dezvoltă mai larg în pintenul cristalin de la Baia de Arieş, unde este cunoscut ca seria de Baia de Arieş. În masa acestor micaşisturi se intercalează cuarţite grafitoase şi bancuri groase de calcare şi dolomite cristaline. Peste acest complex urmează, în Munţii Gilăului, şisturi filitoase cu granaţi şi biotit, în mare parte retromorfozate, încadrate anterior, împreună cu formaţiuni deosebite ca vîrstă, în seria de Arada.

Această succesiune stratigrafică se poate urmări parţial şi în insulele cristaline menţionate. De remarcat că în Munţii Rez apar în plus micaşisturi cu andaluzit şi silimanit, iar în seria de Mădrizeşti serpentinite, care se asociază cu ortoamfibolite.

Şisturile cristaline prerifeene au fost metamorfozate în condiţiile faciesului amfibolitelor de la zona cu silimanit-almandin pînă la zona cu granat. Rocile situate în partea superioară a coloanei stratigrafice din Munţii Gilău (seria de Arada) şi din unele zone din Munţii Rez şi Mezeş au fost diaftorizate în timpul evoluţiei ciclului tectonomagmatic următor. Nivelele mai profunde ale acestei stive groase de şisturi cristaline din Munţii Gilău (5), (21), (46), (51), Drocea (39) şi Rez au suferit fenomene de migmatizare anatectică şi au fost ulterior injectate cu material granitoid şi filoane de pegmatite cu turmalină.

Într-un stadiu tardeorogen au fost puse în loc plutonul granitic de la Muntele Mare şi intruziunile de la Vinţa (Baia de Arieş), probabil şi cele de la Siria şi Tauţ, care au dat naştere şi la fenomene de contact evidente. Această concluzie este susţinută şi de faptul că intruziunile sînt situate în afara orogenului baicalian (fig. 3).

Vîrsta prerifeană a formaţiunilor cristalinului de Gilău — Muntele Mare a fost dedusă pe baza principiului superpoziţiei stratigrafice. Aceste şisturi cristaline se situează sub formaţiunile metamorfozate ale unui ciclu tectonomagmatic mai nou, ale căror caracteristici lito-stratigrafice sînt analoge cu cele ale seriilor epimetamorfice din Munţii Poiana Ruscă şi Carpaţii Orientali, care au fost datate microfloristic ca reprezentînd rifeanul (10), (22).

În privinţa timpului cînd a evoluat acest ciclu tectonomagmatic prerifean, nu dispunem astfel de date precise. Unii cercetători presupun că acest ciclu s-a dezvoltat în timpul arhaicului (39), iar alţii l-au echivalat cu ciclul caledonian, înglobînd în acesta atît formaţiunile atribuite de noi cristalinului de Gilău — Muntele Mare, cît şi pe cele atribuite cristalinului de Bihor. Caracteristicile litostratigrafice ale formaţiunilor cristalinului de Gilău — Muntele Mare, asociate cu produsele unui magmatism de geosinclinal, gradul ridicat de metamorfism, raporturile cu formaţiunile mai slab metamorfozate de deasupra lor şi mai ales existenţa la partea superioară a unei zone de retrometamorfism permit să se separe un ciclu tectonomagmatic mai vechi. În acest fel, formaţiunile care erau considerate înainte ca aparţinînd unui singur ciclu tectonomagmatic mai vechi decît hercinicul se încadrează, de fapt, la două cicluri, dintre care cel inferior a evoluat înaintea rifeanului superior.

Acest ciclu se caracterizează de asemenea prin natura predominant grezoasă-argiloasă a depozitelor inițiale, printr-un magmatism inițial bazic puțin dezvoltat și printr-un metamorfism regional realizat în condițiile faciesului amfibolitelor, însoțit de fenomene de migmatizare sincinematică și de un plutonism granitic tardeorogen.

RIFEANUL

În această grupă a rifeanului superior cuprindem șisturile cristaline formate în ciclul tectonomagmatic baicalian. Ele reprezintă formațiuni încadrate de diferiți autori la seria de Arada, ca facies slab metamorfozat al cristalinului de Gilău și la seriile de Biharia și Muncel, grupînd formațiunile epizonale ale cristalinului de Arieș (2), (11), (13), așa cum a fost definit de M. Bleahu și R. Dimitrescu. După R. Dimitrescu (15), numai aceste din urmă două serii ar fi echivalente și ar reprezenta variațiile de facies ale aceleiași formațiuni.

S-a arătat însă mai înainte că o parte din seria de Arada, constituită din micașisturi retrometamorfozate, aparține ciclului prerifean. Cea mai mare parte însă, constituită din formațiuni mai tinere, pe care am separat-o ca seria de Bistra, am alăturat-o pe baza asemănării caracterelor lito-stratigrafice seriilor rifeene de Biharia și Muncel. Aceste serii, incluzînd și produsele metamorfozate ale magmatismului inițial, precum și seria intruziunilor de Codru, s-au format, după părerea noastră, în ciclul tectonomagmatic baicalian, care se detașează net, prin toate caracterele sale, de cel descris mai înainte. Aceste formațiuni alcătuiesc împreună o altă entitate stratigrafică, cristalinul de Bihor, acceptat ca stratotip al întregului grup, în care cele trei serii de mai sus reprezintă nivele deosebite (fig. 1).

Dezvoltarea cea mai largă a formațiunilor acestui ciclu se întîlnește în Munții Bihor. Acestea se extind însă spre E și NE, prin bazinul Arieșului, pînă în zona estică a Munților Gilăului (21), iar spre V și NV ajung pînă în Munții Codru-Moma. Cu totul sporadic au fost recunoscute și în Munții Rez și Mezeș (12). De asemenea, ele se dezvoltă spre S pe sub formațiunile ciclului alpin și reapar în insula cristalină de Rapolt (1) și în Munții Poiana Ruscă (28), precum și în lungul unei importante linii tectonice, între Căpîlnaș și Băița (8), (37), (42).

Succesiunea stratigrafică a formațiunilor ciclului tectonomagmatic baicalian începe în bază cu seria de Bistra, dezvoltată mai ales în partea de S și SV a masivului granitic de Muntele Mare. Această serie constă dintr-un complex de roci preponderent terigene, alcătuit din șisturi cu sericit și clorit, în care se intercalează nivele de amfibolite cu albit și epidot, șisturi cloritoase cu porfiroblaste de albit și porfiroide (16).

În continuare urmează un complex de roci bazice metamorfozate, produse ale magmatismului inițial al ciclului baicalian, reprezentat prin șisturi cu clorit, albit și epidot, formate în cea mai mare parte pe seama unui material piroclastic, în care se intercalează ortoamfibolite cu albit și epidot și, mai rar, șisturi magneziene provenite din corpuri lacolitice și silluri, precum și porfiroide. În această serie se întîlnesc și cîteva nivele de șisturi cu sericit și clorit de origine terigenă, precum și un nivel mai

bine conturat de calcare. În bazinul văii Iara, acestui complex i se asociază metaporfire granitice cu albit (I. Mîrza [3]), care ar reprezenta, împreună cu porfiroidele, diferențiate acide ale magmatismului inițial. Formațiunile în care predomină produsele magmatismului de geosinclinal au fost separate ca seria de Biharia (20), care ar reprezenta astfel, în ansamblu, formațiunea spilit-keratofirică a magmatismului inițial.

În Munții Bihor, peste șisturile seriei de Biharia urmează un al treilea complex de roci metamorfice, larg dezvoltat și cunoscut în literatură sub denumirea de seria de Muncel. Această serie este constituită din șisturi cu sericit și clorit, uneori și cu biotit, în care se dezvoltă — caracteristic seriei de Biharia — porfiroide și metaporfire granitice, cunoscute în literatură ca epigranite (17). Cu totul subordonat apar în această serie amfibolite cu albit și epidot, șisturi amfibolice, șisturi cu albit, clorit și epidot și calcare cristaline.

Produsele magmatismului inițial din ciclul baicalian sînt larg dezvoltate și în seriile metamorfice din insula cristalină de Rapolt (1), precum și în cele din Poiana Ruscă de la S de Munții Apuseni (28).

Gradul de metamorfism la care au fost supuse șisturile cristaline ale acestui ciclu corespunde faciesului de șisturi verzi, așa cum a fost definit de F. Turner și J. Verhoogen în 1960.

Sincron cu cutarea și metamorfismul acestei serii se manifestă magmatismul sinorogen al ciclului baicalian, reprezentat prin granitoidele de Codru. Acestea se întîlnesc atît în zona vestică a Munților Codru, cît și în partea estică a Munților Bihor. Granitoidele de Codru sînt reprezentate prin corpuri cu dimensiuni variate de plagigranite, granodiorite și diorite cuarțifere, însoțite de pegmatite. Punerea în loc a granitelor de Codru s-a manifestat sub forma unui proces intens de injecție sincinematică, care a afectat toate formațiunile descrise. La nivele mai profunde, în împrejurimile localității Gîrda, procesul de injecție a dus la formarea șisturilor de contact cu biotit (11), (15), (33). Pe Valea Mare a Bistrei, aceste procese au avut o intensitate mai mică. Zona de roci metamorfice injectate de granitoide a fost separată de către cercetătorii anteriori sub denumirea de seria de Codru, chiar în cazurile cînd în aceste zone apar șisturile caracteristice seriei de Biharia cu intruziuni sporadice de granodiorite.

Vîrsta rifeană a formațiunilor ciclului baicalian a fost dedusă, după cum am menționat mai sus, pe baza analogiei lor cu șisturile cristaline ale seriilor epimetamorfice din Munții Poiana Ruscă, cu care se află în continuitate de dezvoltare, și cu cele din Carpații Orientali, datate microfloristic ca fiind de vîrstă rifeană. Vîrsta absolută a cristalelor de muscovit extrase dintr-un pegmatit asociat granitoidelor din Valea Mare la vest de Bistra, aparținînd seriei de Codru, este de 547 mil. ani [4], ceea ce confirmă aceste concluzii. Acest ciclu tectonomagmatic se caracterizează prin acumularea în aria geosinclinală atît a unui material sedimentogen, cît și a unuia magmatogen în proporție aproape egală. Magmatismul inițial s-a dezvoltat deci larg în acest ciclu, imprimîndu-i o trăsătură caracteristică. În dezvoltarea lui, se remarcă două stadii de diferențiere a magmei tholeiitice subcrustale: un stadiu bazic și altul acid,

[3] Comunicare verbală.
[4] Analiză executată de M. Ioncică și A. Tănăsescu, 1966.

acesta din urmă resimțindu-se îndeosebi spre sfîrșitul activității magmatice. Această succesiune exclude posibilitatea de a putea interpreta metaporfirele granitice și porfiroidele din această serie ca manifestări magmatice subsecvente ale orogenezei precedente. Toate aceste formațiuni au fost metamorfozate în condițiile faciesului de șisturi verzi.

Orogeneza principală a acestui ciclu considerăm a fi, ca și în Carpații românești, orogeneza baicaliană, care a fost pusă în evidență de Marcela Dessila Codarcea (9), (10). În măsura în care este admisă presupunerea că acestă orogeneză s-a manifestat în timpul cambrianului, o parte din formațiunile acestui ciclu aparțin și paleozoicului inferior. Orogeneza baicaliană a fost însoțită de un magmatism granitoid sinorogen, reprezentat prin intruziunile de Codru, cu o compoziție variată a căror apartenență la acest ciclu a fost bine stabilită, deoarece peste ele stau transgresiv formațiunile ciclului hercinic.

PALEOZOICUL

Formațiunile slab metamorfozate pe care le atribuim paleozoicului cuprind ansamblul formațiunilor cunoscute în literatură sub denumirile de cristalinul blastodetritic în Munții Highiș (20), seria de Păiușeni în Munții Drocea (39), (40), o parte din seria paleozoică metamorfozată inferioară din Munții Codru-Moma (35), conglomeratele metamorfozate din Munții Bihor, seria de șisturi verzi de la Arieșeni (11), seriile de Arieșeni-Avram Iancu și de Poiana Crișului (23). Formațiunile acestui ciclu au mai fost recunoscute în partea de nord a insulei cristalinului de Rapolt (1), în bazinul Văii Arieșului, pe Valea Runcului și Valea Poșegii și identificate prin revizuirile recente făcute de autori în partea de nord a Munților Trăscău.

De asemenea, au fost reconsiderate și incluse în acest ciclu mare parte din formațiunile metamorfozate regional — sernifite și filite —, situate sub depozitele permiene, presupuse de unii cercetători ca reprezentînd faciesul laminat al acestor depozite. Se revine în acest fel la poziția cercetătorilor care făceau distincție între formațiunile paleozoice metamorfozate și cele neafectate de metamorfism (17), (35).

Dezvoltarea cea mai largă a formațiunilor ciclului hercinic se găsește în Munții Highiș-Drocea, motiv pentru care acest cristalin blastodetritic a fost luat ca stratotip al formațiunilor întregului grup paleozoic. În Munții Drocea găsim dezvoltarea clasică a seriei de Păiușeni, descrisă de H. Savu (39), (40), a cărei succesiune stratigrafică începe cu un complex inferior grezos-conglomeratic metamorfozat, larg dezvoltat, în care apar dese variații de facies atît pe orizontală, cît și pe verticală și care stă transgresiv peste fundamentul său precambrian. Acest complex este constituit în cea mai mare parte din metaconglomerate și metacuarțite, între care se intercalează nivele de filite, rar calcare cristaline și nivele de roci ofiolitice metamorfozate.

Formațiunile acestui complex, stînd transgresiv peste fundamentul lor precambrian, constituit atît din cristalinul de Gilău-Muntele Mare, cît și din cristalinul de Bihor, au fost recunoscute și în partea de nord a Munților Highiș (14), (36), în Munții Bihor (11), unde C. Ionescu (23) le-a încadrat, împreună cu filitele asociate, la seria de Poiana Cri-

șului, pe care o echivalează cu seria de Păiușeni. Aceleași conglomerate au fost recunoscute de asemenea de I. Mîrza și în bazinul văii Arieșului, în valea Poșaga și valea Runcului, unde se găsesc prinse tectonic sub solzii de șisturi cristaline precambriene (fig. 3); aceste conglomerate au fost considerate de M. Borcoș ca formațiuni de vîrstă permotriasică, metamorfozate dinamic. În partea de nord a insulei cristaline de la Rapolt, I. Berbeleac (1) separă ca serie de Vărmaga, pe care o paralelizează cu seria de Păiușeni, un complex de conglomerate și filite grafitoase asociate cu calcare cristaline, formațiuni descrise anterior de M. Pálfy (33), Fr. Nopcsa (31), T. P. Ghițulescu și M. Socolescu (16).

Peste acest complex de șisturi blastodetritice se dezvoltă larg în Munții Highiș și Drocea un complex ofiolitic metamorfozat, constituit din șisturi verzi, metabazalte, metadolerite, metagabbrouri și metadiorite, care reprezintă produsele magmatismului inițial paleozoic, a cărui activitate începuse încă din timpul sedimentării complexului inferior. Între rocile bazice metamorfozate se intercalează nivele de filite sau de metacuarțite.

În continuare, peste complexul ofiolitic metamorfozat se dezvoltă normal în Munții Drocea un alt complex, constituit în cea mai mare parte din filite cu sericit și clorit, cu care se asociază numeroase nivele de cuarțite, mai rar metaconglomerate și șisturi cu cloritoid. De asemenea apar intercalațiile de metaspilite și porfiroide, care alcătuiesc asociația spilit-keratofirică a magmatismului inițial (40). În extremitatea nordică a Munților Trăscăului, acest complex se dezvoltă într-un facies preponderent calcaros-filitos.

În partea centrală și estică a Munților Bihor s-a delimitat un complex de roci slab metamorfozate, alcătuit din șisturi verzi cu clorit, asociate cu șisturi grafitoase și roci bazice metamorfozate, în care V. I. Slavin (44) citează spori de *Zonotrilites* indicînd carboniferul inferior. Acest complex vulcanogen-sedimentar a fost separat aici ca seria de Arieșeni (11), iar în partea vestică a Bihorului ca seria de Arieșeni-Avram Iancu (23). Această serie, care stă peste complexul sernifitic, reprezintă unul din termenii superiori ai cristalinului de Highiș — Drocea și a fost paralelizată cu nivelul de metabazalte (20).

Încă din 1941, M. Paucă (35) deosebise și în Munții Codru-Moma o formațiune slab metamorfozată, situată în baza depozitelor permiene, pe care a divizat-o în seria inferioară și seria superioară și a presupus-o de vîrstă carboniferă. În lucrările mai recente întreprinse de M. Bleahu și R. Dimitrescu (12), atît această formațiune, cît și complexul sernifitic care apare în Munții Bihor prins tectonic sub așa-zisul solz de Drăghița, alcătuit din șisturile cu porfiroblaste de albit al seriei de Biharia, au fost atribuite permianului. Noi considerăm însă că aceste formațiuni slab metamorfozate aparțin șisturilor cristaline prepermiene. Dacă ținem seamă de faptul că în alcătuirea cristalinului de Highiș-Drocea complexul de șisturi verzi și ofiolitele metamorfozate se găsesc către partea superioară, profilul de pe Valea Negrii ne apare ca o succesiune normală.

După paragenezele de minerale stabile în șisturile cristaline ale ciclului hercinic, rezultă că ele au fost metamorfozate în condițiile cele

mai slabe ale faciesului de șisturi verzi, la nivelul zonei cu clorit. În timpul metamorfismului acestor formațiuni, șisturile cristaline din fundamentul precambrian au suferit slabe fenomene de retrometamorfism.

Sincron cu principalele mișcări orogenice hercinice, în aria de dezvoltare a geosinclinalului paleozoic s-a manifestat un magmatism sinorogen

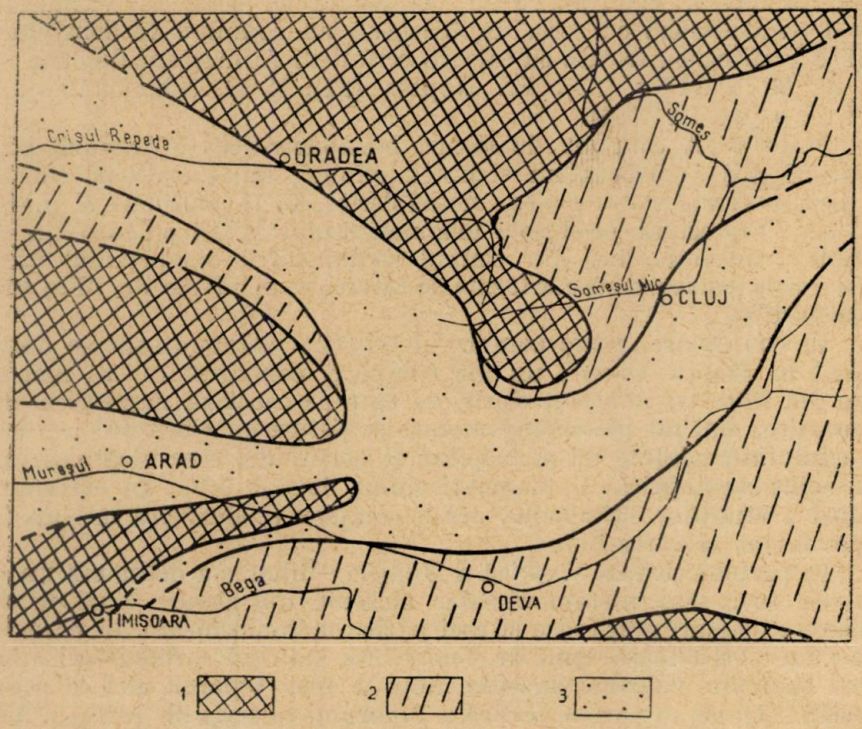


Fig. 2 — Ariile de răspîndire a șisturilor cristaline din munții Apuseni
1. cristalinul de Gilău—Muntele Mare; 2. cristalinul de Bihor; 3. cristalinul de Highiș — Drocea.

reprezentat prin dioritele și granitele cu biotit din Munții Highiș (18). În stadiul tardeorogen, activitatea magmatică a continuat cu punerea în loc a intruziunilor de granite alcaline și de sienite cu egirin și amfiboli sodici din masivul Bîrzava (40), (41), străbătute de micropegmatite și de filoane de porfire. Intruziunile sinorogene au influențat la contact șisturile cristaline pe care le-au străbătut, injectîndu-le adesea. S-au format astfel roci de contact în faciesul corneenelor cu amfibol și albit.

În privința complexelor inferioare ale seriei de Păiușeni, H. Savu (40) a presupus că ele ar putea să conțină și termeni inferiori ai carboniferului, în ideea că ciclul hercinic s-a dezvoltat între faza de mișcări baicaliene și mișcările hercinice. În această accepție rezultă că, în aria de dezvoltare a geosinclinalului paleozoic, orogeneza caledoniană nu s-a făcut simțită decît, probabil, sub forma unor mișcări slabe, ale căror efecte nu au putut fi puse în evidență pînă acum.

În Munții Apuseni, peste formațiunile metamorfozate paleozoice se așternd depozitele sedimentare permiene, cu care se asociază produsele unui vulcanism subsecvent, reprezentat prin piroclastite și curgeri de porfire cuarțifere, străbătute de filoane de porfire granitice.

Spre deosebire de cele două cicluri anterioare, ciclul tectonomagmatic hercinic se caracterizează printr-o evoluție mai complexă, în care se deosebește un proces de sedimentare intensă de tip fliș, realizat în condițiile unor mișcări continue în stadiul de subsidență a geosinclinalului, cărora li se asociază un magmatism inițial cu o puternică activitate, care începe cu roci bazice și se încheie de asemenea cu diferențiate de tipul asociației spilit-keratofirice (39), (40). Depozitele flișoide și produsele magmatismului inițial sînt slab metamorfozate, astfel că ele păstrează foarte bine caracterele texturale și structurale primare. În stadiul sinorogen al acestui ciclu se manifestă un plutonism granitic, iar în cel tardeorogen unul alcalin, care se încheie cu porfire granitice și sienitice (40), (41).

CONCLUZII

Formațiunile cristaline din Munții Apuseni aparțin la trei mari grupe geologice : prerifean, rifean superior și paleozoic, corespunzînd fiecare la trei cicluri tectonomagmatice și anume : prebaicalian, baicalian și hercinic. Între formațiunile metamorfozate ale ciclului hercinic și formațiunile ciclurilor anterioare, peste care primele stau transgresiv, se observă o discordanță stratigrafică și metamorfică clară. Hiatusul dintre formațiunile ciclului prebaicalian și ale celui baicalian nu este tot atît de evident ; el s-a putut stabili pe baza diferenței de metamorfism și a zonei de retrometamorfism care apare în cristalinul de Gilău — Muntele Mare, la limita cu seria de Bistra, pe baza unor indicii de discordanță unghiulară și prin faptul că formațiunile celor două grupe vechi cuprind produsele a două cicluri complete.

Pentru fiecare din cele trei cicluri separate au fost deosebite formațiunile terigene primare și produsele magmatismului inițial și sinorogen, care s-au format în decursul evoluției lor (fig. 2).

Formațiunile terigene ale ciclului prebaicalian au avut un caracter grezos-arcozian pînă la pelitic, mai rar calcaros ; în cel baicalian, ele au fost în general pelitice, iar în ciclul hercinic variația compoziției depozitelor sedimentare inițiale a fost foarte mare, ele cuprinzînd atît depozite psefitice, psamitice și pelitice, cît și depozite calcaroase. După orogeneza principală, ciclul hercinic se încheie cu depozite de molasă, ceea ce nu se remarcă la ciclurile anterioare.

Magmatismul inițial a fost mai puțin evoluat în ciclul prebaicalian și a păstrat în general caracterul bazic al magmei tholeiitice primare. În ciclul baicalian, el s-a dezvoltat larg, generînd atît piroclastitele din care au rezultat șisturile cloritoase cu albit, cît și curgerile submarine și intruziunile gabbroide și peridotitice, pe seama cărora s-au format ortoamfibolitele cu albit și epidot și șisturile magneziene. În evoluția lui se disting un stadiu de diferențiere bazic pînă la ultrabazic și un stadiu cu diferențiate acide, care tind să formeze împreună o asociație spilit-keratofirică.

Magmatismul inițial al ciclului hercinic este mai evoluat, în el separîndu-se clar stadiul bazaltic și un stadiu cu diferențiate spilit-keratofirice.

Gradul de metamorfism a fost diferit în cele trei cicluri ; intensitatea lui scădea în scara geologică pe măsură ce aria Munților Apuseni se consolida și zonele de sedimentare își pierdeau treptat mobilitatea. În timpul fazelor de metamorfism, șisturile cristaline anterioare au suferit de fiecare dată, în anumite zone, procese de retrometamorfism.

Sincron cu metamorfismul formațiunilor ciclului prebaicalian, acestea sînt afectate de procese de migmatizare, datorită anatexiei, fenomen care nu se constată la formațiunile ciclurilor următoare. În timpul orogenezei principale s-a manifestat un magmatism sinorogen, care a condus la formarea de intruziuni granitoide asociate fiecărui ciclu. În ciclul prebaicalian sînt puse în loc granite cu o compoziție foarte omogenă ; în al doilea ciclu, acest magmatism se manifestă prin injectarea intensă a formațiunilor în stadiul sincinematic cu material granitoid foarte variat în compoziție ; în al treilea ciclu, activitatea magmatismului sinorogen este mai complexă, fiind puse în loc corpuri granitice sincinematice și corpuri de roci alcaline însoțite de porfire formate în stadiul tardeorogen.

Se remarcă faptul că ultimul ciclu se încheie cu un magmatism subsecvent, care se manifestă în timpul permianului. Aceasta arată că zonele mobile vechi din aria Munților Apuseni evoluaseră mult în paleozoic spre stadiul de regiune consolidată sau de platformă cutată.

Din răspîndirea actuală a șisturilor cristaline pe teritoriul Munților Apuseni și al regiunilor înconjurătoare (fig. 2 și 3) rezultă că zonele de mobilitate mai avansată au avut în decursul celor trei cicluri prealpine o dispoziție preferențială.

La nivelul actual de eroziune, formațiunile precambriene se prezintă sub forma unor blocuri cristaline masive, care apar în Munții Gilău-Muntele Mare, în Munții Sebeș, în fundamentul Munților Highiș-Drocea și sub bazinul panonic. Între aceste masive se situează formațiunile ciclurilor următoare, care urmăresc liniile geotectonice majore, în lungul cărora se aflau zonele axiale ale geosinclinalelor ce au evoluat în proterozoicul superior și în paleozoic. Se remarcă faptul că dispoziția zonelor mobile de geosinclinal pe teritoriul Munților Apuseni se menține încă și în timpul ciclului alpin.

Formațiunile ciclului baicalian s-au păstrat mai bine în sudul și estul Munților Apuseni și în Munții Codru-Moma, conturînd împreună cu formațiunile ciclului hercinic o zonă geosinclinală de mobilitate maximă cu două brațe : unul în partea de S, orientat aproape E—V, din care se desprinde cel de-al doilea braț, orientat pe direcția NV.

BIBLIOGRAFIE

1. Berbeleac I., *Cercetări geologice și petrografice în cristalinul insulei de Rapolt (Boi-Rapolt-Rapoltel)*, Dări de seamă, Inst. geol., 1964, **XLIX**, partea a II-a.
2. Bleahu M. și Dimitrescu R., *Stratigrafia și tectonica Munților Apuseni (cu privire specială asupra Cristalinului și Mezozoicului)*. Analele Rom.-Sov., 1957, *2*.
3. — *Scurtă privire asupra geologiei Munților Apuseni*, Sovietskaia Gheologhiia, 1959, *5*.
4. Borcoș M. și Borcoș E., *Cercetări geologice și petrografice în regiunea Runc-Segagea-Valea Ierii sat*, Dări de seamă Com. Geol., 1959, **XLVII** (1959—1960).

5. Borcoș M. și Borcoș E., *Cercetări geologice și petrografice în regiunea de la izvoarele Văilor Iara și Șoimului (Munții Apuseni)*, Dări de seamă Com. Geol., 1964, **XLIX** (1961—1962), partea a II-a.
6. Borcoș M., Dimitrescu R. și Hanomolo I., *Contribuții la cunoașterea structurii masivului granitic de Muntele Mare*, Sesiunea de comunicări științifice, Inst. geol., 1966.
7. Böck J., *Beiträge zur Geologie des Kodrugebirges*, Jahresber. d. kgl. ung. geol. R. Anst. f. 1903, Budapesta, 1905.
8. Cioflica Gr., *Asupra vulcanismului cretacic din partea de vest a Munților Metaliferi*, Anal. Univ. București, Seria St. nat., geologie-geografie, 1961, *27*.
9. Codarcea Dessila M., *Considerații asupra stratigrafiei, genezei și structurii formațiunilor cristalofiliene din Carpații Meridionali Centrali (Regiunea Rășinari-Cisnădia-Sadu)*, An. Com. Geol., 1964, **XXXIV**, partea I.
10. — *Problema orizontării și răspîndirii Riteanului în România*, An. Com. Geol., **XXXV** (sub tipar).
11. Dimitrescu R., *Studiul geologic și petrografic al regiunii dintre Gîrda și Lupșa*, An. Com. Geol., 1958, **XXI**.
12. — *Notă asupra geologiei regiunii Ciucea*, Dări de seamă Com. Geol., 1959, **XLII** (1954—1955).
13. — *Studiul geologic și petrografic al regiunii Arada-Muntele Mare*, Dări de seamă Com. Geol., 1963, **XLVII** (1959—1960).
14. — *Cercetări geologice în regiunea Șiria*, Dări de seamă Com. Geol., 1962, **XLV** (1957—1958).
15. — *Muntele Mare — studiu geologic și petrografic*, An. Inst. geol., 1966, **XXXV**.
16. Ghițulescu T. P. et Socolescu M., *Etude géologique et minière des Monts Métallifères*, An. Inst. géol. Rom., 1941, **XXI**.
17. Giușcă D., *Les phénomènes de métamorphisme hydrothermal des roches paléozoïques des Monts du Bihor*, Bul. Lab. Min. Gen. Univ., 1937, **II**.
18. — *Observații asupra mineralizațiilor cuprifere din masivul Highiș*, An. Univ. București, Seria Șt. nat., 1957, **16**.
19. — *Asupra unui corp de ultrabazite metamorfozate din Cristalinul Bihorului*, An. Univ. București, Seria Șt. nat. geologie-geografie, 1960, **23**.
20. — *Observații asupra formațiunilor cristaline și metamorfismului de contact al granitelor din masivul Highiș*, St. și cerc. geol., geof., geogr., Seria Geologie, 1962, **VII**, *2*.
21. Hanomolo I. și Hanomolo A., *Cristalinul din regiunea Someș — Muntele Rece — Măguri — Mînăstireni-Căpuș*, Dări de seamă Com. Geol., 1963, **XLVII** (1959—1960).
22. Iliescu Violeta și Dessila Codarcea Marcela, *Contribuțiuni la cunoașterea conținutului microfloristic al complexelor de șisturi cristaline din Carpații Orientali*, Dări de seamă Inst. geol., 1965, **LI**, partea a 2-a ((1963—1964).
23. Ionescu C., *Cercetări geologice și petrografice în Cristalinul Munților Bihor*, An. Com. Geol. 1962, **32**.
24. Kräutner Th., *Recherches géologiques et pétrographiques dans les massifs cristallins du NW de la Transylvanie (Țicău, Mezeș, Rez, Măgura de Șimleul Silvaniei)*, Inst. Géol. Roum., 1938, **XXII** (1933—1934).
25. — *Observations géologiques et pétrographiques dans le massif cristallin du Bâcul, du Herghieș et dans l'île cristalline de la Măgura, près de Șimleul Silvaniei*, C.R. Inst. Géol. Roum., 1940, **XXIII** (1934—1935).
26. — *Observations géologiques dans les Monts du Bihor* C.R. Inst. Géol. Roum., 1941, **XXV** (1936—1938).
27. — *Observations géologiques sur le Mésozoïque à l'ouest du massif cristallin de Gilău et sur ses rapports tectoniques avec la série de Codru et la série de Biharia*, C.R. Inst. Géol. Roum., 1944, **XXVIII** (1939—1940).
28. Kräutner H., Kräutner Fl., Mureșan M. și Mureșan G., *Stratigrafia, evoluția magmatismului și tectonica formațiunilor cristaline din unitatea epimetamorfică a masivului Poiana Ruscă*, Ses. de com. științ., Inst. geol., 1966.
29. Lóczy L., *Das Kreidegebiet zwischen der Maros und Feher Körös in Arader Komitate*, Jahresber., K.V. Geol. Anst., Budapesta, 1888.
30. Mîrza I. și Țîrlea I., *Date privind petrografia orizontului de calcar tremolitic și cuarț tremolitic din Seria de Gilău, regiunea Segagea (V. Arieșului)*, Studia Univ. Babeș-Bolyai, Cluj, 1965, *2*.
31. Nopcsa Fr., *Zur Geologie der Gegend zwischen Gyulafehérvár, Deva*, Ruszkabánya v.d. rumän. Landesgrenze, Mitt. a.d. Jahrb. d.k. ung. Geol. Anst., 1905, **XIV**, *4*.

32. PÁLFY M. und PRIMICS G., *Die Umgebung von Măgura*, Erläu t. z. geol., Spezialkarte d. Länder der Ung. Krone, Budapesta, 1907.
33. PÁLFY M. und ROZLOZSNIK P., *Geologie des Bihor und Bélergebirges I. Kristallin und Paläozoikum*, Geologica Hungarica, Seria Geol., 1949, *7*.
34. PAPIU C. V., *Cercetări geologice în masivul Drocea*, Acad. R.P.R., Bul. Științ. (Secț. Biol. Geol. Geogr.), 1953, **V**, *1*.
35. PAUCĂ M., *Recherches géologiques dans les Monts du Codru et de Moma*, An. Inst. Géol. Roum., 1941, **XXI**.
36. — *Recherches géologiques dans la région de Șiria*, C.R. Inst. Géol. Roum., 1941, **XXV** (1936—1937).
37. PELTZ S. și PELTZ M., *Notă asupra unor iviri de șisturi cristaline în regiunea Tisa-Ioneasca (Munții Poiana Ruscă)*, Dări de Seamă Inst. Geol., 1965, **LI** (1963—1964), partea I.
38. ROZLOZSNIK P., *Neue Beiträge zur Kenntnis der metamorphen Gesteine der Umgebung des Nagybihar*, Földtani Közlöny, 1935, **LXV**.
39. SAVU H., *Cercetări petrografice în cristalinul Masivului Drocea*, Dări de seamă Com. Geol., 1962, **XLIV** (1956—1957).
40. — *Masivul eruptiv de la Bîrzava (Munții Drocea)*, Memorii Com. Geol., 1965, **VIII**.
41. — *Pétrologie et géochimie des roches intrusives du massif de Bîrzava (Monts de Drocea)*, Carpatho-Balkan Geol. Assoc., VII Congr., Sofia, sept. 1965, Reports, partea a III-a.
42. — *Asupra metamorfismului calcarelor la contact cu ofiolitele de la Căpîlnaș (Valea Mureșului)*, Dări de seamă Com. Geol., 1965, **LII**, *1*.
43. SAVU H., BORCOȘ M., HANOMOLO I., HANOMOLO A., TRIFULESCU M. și IOANIDU CR., *Date noi asupra stratigrafiei și petrologiei șisturilor cristaline din partea centrală a Munților Drocea*, Dări de seamă Com. Geol., 1967, **LIII**, *1*.
44. SLAVIN V. I., *Stratigrafia Paleozoicului din partea internă a sistemului Carpato-Balcanic*, Asoc. Geol. Carp.-Balc., Congr. V, 1961, Com. științ., 1963, **III**, *2*.
45. SOCOLESCU M., *Les affleurements de minerais de la région Vața-Șoimuș-Buceava-Săvîrșin-Zam*, C.R. des Séances Inst. Géol. Roum., 1940, **XXIII**.
46. STOICOVICI E. și TRIF A., *Contribuții la cunoașterea granitizării în reg. Munțele Mare — Munții Gîlăului*, Studia Univ. Babeș-Bolyai, Cluj, 1961, Ser. Geol.-Geogr., **II**, *1*.
47. SZÁDECZKY J., *Zur Kenntnis der kristallinen Schiefer der Hidegszamos*, Földt. Közl., Budapesta, 1908, **XXXVII**.
48. — *Partea de nord a masivului cristalin al Gîlăului*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1930, **XIII** (1924—1925).
49. — *Rocile cristaline ale insulelor cristaline Cicău și Preluca*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1930, **XIV** (1925—1926).
50. — *Munții ascunși ai seriei cristaline mai vechi (Seria I) din NV Transilvaniei*, Dări de seamă Inst. geol. rom., 1930, **XIV** (1925—1926).
51. TRIF A. și STOICOVICI E., *Studiul ciclurilor de sedimentare din complexul metamorfic al Munților Gîlăului — Munțele Mare (I), Stîca de pe valea Rîșca Mică — Munțele Rece*, Studia Univ. Babeș-Bolyai, Seria geol.-geogr., 1963, **I**.

Institutul Geologic al Comitetului de Stat al Geologiei

Primit în redacție la 6 septembrie 1966

NOI DATE ASUPRA STRATIGRAFIEI TERENURILOR CRISTALOFILIENE DIN ROMÂNIA*

DE

MARCELA DESSILA CODARCEA

55 (05)

Aplicarea metodei palinologice în studiul formațiunilor metamorfozate la nivelul faciesului șisturilor verzi a permis determinarea vîrstei unora dintre seriile de șisturi cristaline pe baza criteriilor biostratigrafice. Analizarea datelor obținute pînă în prezent în studiul terenurilor cristalofiliene a permis preconizarea existenței depozitelor proterozoicului inferior, mediu, superior și paleozoicului în Carpații românești.

Terenurile cristalofiliene din Carpații românești erau studiate, pînă nu demult, mai mult din punct de vedere petrografic. În puține lucrări s-au încercat divizări ale acestor terenuri, bazate îndeosebi pe criterii de grad de metamorfism, mai rar pe superpoziția geometrică a seriilor cristalofiliene.

Vîrsta șisturilor cristaline preocupa atunci mai puțin pe petrografi; în lipsa argumentelor paleontologice s-au emis asupra vîrstei diferitelor serii metamorfozate ipoteze adeseori contradictorii. Formațiunile cristalofiliene au fost considerate, în mod necesar, mai vechi decît primele depozite sedimentare fosilifere. Mulți autori au atribuit șisturile cristaline din România paleozoicului, deoarece ele suportă, în autohtonul danubian, calcarele dinanțiene fosilifere. Ipoteza vîrstei precambriene a formațiunilor cristalofiliene a fost de asemenea formulată, fiind bazată îndeosebi pe considerentul că în Balcani paleozoicul inferior este nemetamorfozat.

---

* Prezentată în Sesiunea Generală de comunicări științifice cu prilejul Centenarului Școlii; 21—24 sept. 1966.

Stud. cerc. geol., geof. și geogr., Seria geologie, t. 12, nr. 1, p. 57—67, București, 1967.

Dezvoltarea cercetărilor privind zăcămintele de minerale utile din terenurile cristalofiliene a necesitat adîncirea studiului masivelor cristaline carpatice. Imensele stive de şisturi cristaline au fost divizate în serii, complexe, orizonturi; stabilirea succesiunii lor geometrice a dat posibilitatea obţinerii primelor coloane stratigrafice mai complete. Concomitent, studiile recente au pus în evidenţă raporturi de transgresivitate între seriile epimetamorfice şi seriile mezometamorfice (Munţii Apuseni — Masivul Drocea, Carpaţii Orientali, Carpaţii Meridionali centrali). Astfel, ipoteza mai veche după care formaţiunile cristalofiliene ar fi rezultat prin metamorfozarea depozitelor unui singur geosinclinal a evoluat, admiţîndu-se suprapunerea formaţiunilor a cel puţin două sisteme geosinclinale, metamorfozate în timpul unor epoci de metamorfism diferite.

Stabilirea vîrstei şisturilor cristaline rămînea încă o problemă deschisă. Seriile cristalofiliene erau în continuare trecute din paleozoic în precambrian şi viceversa. Datele de vîrstă absolută s-au dovedit neconcludente în privinţa şisturilor cristaline (metoda K/Ar); de altfel, pe baza acestor date nu s-ar fi putut preciza decît ultima epocă de cutare şi metamorfism şi nu vîrsta reală a depozitelor premetamorfice. Soluţia cea mai eficientă pentru rezolvarea acestei probleme rămînea deci căutarea urmelor organice în seriile sau în nivelele de şisturi cristaline, afectate mai puţin intens de procesul de metamorfism regional.

Primele urme organice au fost puse în evidenţă în Munţii Apuseni. Partea superioară a stivei cristalofiliene din Masivul Bihor este constituită din pachetele de roci blastodetritice ale seriei de Arieşeni. În filitele acestei serii au fost descoperiţi spori din genul *Zonotriletes anomalus*, *Z. pseudohirsutus* şi *Z. inciso trilobus*, pe baza cărora această serie a fost atribuită carboniferului inferior (20).

Cercetările recente au pus în evidenţă existenţa unor nivele mai puţin metamorfozate în epizona Carpaţilor Meridionali centrali. Analizele palinologice au avut rezultate pozitive (13), (14). În şisturile calcaroase cloritoase situate la partea superioară a complexului calcaros al seriei de Sibişel din regiunea Răşinari — Cisnădioara — Sadu au fost descoperiţi spori de dimensiuni ultramicroscopice cu structură simplă, foarte răspîndiţi de obicei în proterozoic. Au fost identificate următoarele specii: *Leiominuscula minuta* Naum., *Margominuscula tenela* Naum., *M. antiqua* Naum., *Lophominuscula prima* Naum. Este interesant de remarcat că primele două specii menţionate au fost puse în evidenţă în gresiile de Torridon din vestul Scoţiei, precum şi în algonkianul de sub barrandian din R.S. Cehoslovacă. Calcarele blastodetritice de pe valea Sadului conţ fragmente mărunte de ţesuturi vegetale, spori şi alge din familia *Rif nideae*, foarte asemănătoare acelora din depozitele precambriene din Sibe şi din partea europeană a U.R.S.S., din vestul Scoţiei, R. P. Polon din sistemul sinean din R. P. Chineză.

În Carpaţii Meridionali a fost descoperită înafară de specia *L. antiqua* Naum., foarte răspîndită în depozitele rifeene, o nouă specie ţinînd familiei *Riffenideae*: *Mamillata carpatica* Naum. Prezenţa a din familia *Riffenideae* Naum. asociate cu spori ultramicrosco şisturile cristaline ale seriei de Sibişel din Carpaţii Meridionali c a permis atribuirea formaţiunilor epimetamorfice din această por arcului carpatic proterozoicului.

Această primă descoperire de microfloră proterozoică în terenurile cristalofiliene a deschis orizonturi noi în problema mult controversată a vîrstei masivelor prealpine carpatice. Pe baza analogiilor litologo-petrografice s-a preconizat extinderea formațiunilor proterozoice de ambele părți ale porțiunilor cratonizate mai vechi, reprezentate prin cristalinul Cumpăna — Cozia și Sebeș — Lotru, atît în domeniul getic, cît și în domeniul danubian. Cu această ocazie a fost formulată de asemenea și ipoteza continuării acestor formațiuni spre nord, în Carpații Orientali. Cercetările palinologice ulterioare au confirmat aceste ipoteze (14).

În Carpații Orientali au fost puse în evidență la diferite nivele ale coloanei stratigrafice stabilită în regiunea Bărnărel — Holdița (1) asociații de spori caracteristici precambrianului (6). În calcarele de la Dîrmoxa, aparținînd seriei mezometamorfice au fost descoperiți spori foarte puternic mineralizați și fragmentați, cu caractere puțin evoluate : *Margominuscula* sp., *Protoleiosphaeridium sorediforme* Tim., *Stenozonoligotriletum punctatum* Tim. Complexul cuarțitelor și șisturilor grafitoase al seriei epimetamorfice este caracterizat printr-un conținut mai bogat de spori, mineralizați puternic datorită abundenței materialului grafitos, între care au fost identificate următoarele forme : *Lophominuscula* sp., *Acantholigotriletum* cf. *carelense* Tim., *Stenozonoligotriletum punctatum* Tim., *S. validus* Tim. Cu excepția ultimei specii care apare frecvent atît în rifean cît și în cambrian, ceilalți spori nu depășesc limita precambrian — cambrian inferior. În calcarele cristaline de pe Valea Stînii, afluent al văii Bistrița, în aval de Cîrlibaba, a fost determinată următoarea asociație de spori : *Leioligotriletum minutum* (Naum.) Tim., *Trachyoligotriletum* sp., *T. multangulare* Tim., *T. obsoletum* Tim. Unele din aceste forme se întîlnesc atît în rifean cît și în cambrian ; deoarece specia *Trachyoligotriletum multangulare* este exclusiv precambriană, calcarele de pe Valea Stînii au fost atribuite proterozoicului.

Reluarea studiului palinologic al formațiunilor epimetamorfice din Carpații Orientali [1] a confirmat rezultatele anterioare, pe baza cărora se stabilise prezența depozitelor rifeene, aducînd în plus o contribuție importantă prin punerea în evidență a unor asociații de spori caracteristici paleozoicului superior. S-a studiat în continuare complexul rocilor tufoide și porfiroide acide, care prezintă o poziție geometrică superioară în stiva de șisturi cristaline rifeene din Carpații Orientali. Într-un pachet de șisturi sericitoase, sericito-grafitoase, clorito-sericitoase și grafitoase de pe valea Bistriței in amonte de Cîrlibaba, au fost identificate următoarele forme : fragmente de *Laminarites* (Eichwald), *Margominuscula* sp., *Trachyoligotriletum asperatum* (Naum.) Tim., *Trachyoligotriletum obsoletum* (Naum) Tim., *Trachyoligotriletum magnum* Tim., *Coridoligotriletum krystofovichi* (Naum) Tim., *Stenozonoligotriletum* Tim. Ultramicrosporii din genul *Margominuscula* cît și *Laminarites* și *Trachyoligotriletum magnum* sînt cantonați exclusiv în rifean ; celelalte forme se continuă din proterozoic pînă în ordovician inclusiv. Prezența unor forme exclusiv precambriene și absența formelor exclusiv paleozoice permite atribuirea acestui pachet de șisturi cristaline proterozoicului superior.

[1] Violeta Iliescu, Raport, *Studiul palinologic al șisturilor cristaline de la Cîrlibaba*, Arh. Com. Geol., 1965.

Rezultate interesante s-au mai obținut în Carpații Orientali prin analizarea unor pachete de calcare sau dolomite. Pe valea Bistriței, în aval de confluența cu valea Țibăului, dolomitele cenușii-negricioase suportă un pachet de șisturi sericito-cloritoase și grafitoase. Probele de la contactul dintre dolomite și șisturi conțin forme care se continuă din precambrian pînă în ordovician (*Stenozonoligotriletum* Tim., *S. sokolovi* Tim.) și spori din grupa „Sporites", caracteristici carboniferului (*Leiotriletes sphaerotriangulus* (Loose) Pot.-Kr., *L. adnatus* (Kosanke) Pot.-Kr., *L. adnatoides* Pot.-Kr., *L. gulaferus* Pot.-Kr., *Anapiculatisporites marginispinosus* Staplin). *Leiotriletes sphaerotriangulus* este menționat numai pînă în westfalian, iar celelalte forme sînt prezente în depozitele paleozoice începînd din carboniferul inferior pînă în permianul inferior, cu excepția formei *Leiotriletes adnatoides*, care apare în carboniferul mediu. Aceste date au permis încadrarea acestor dolomite în carboniferul mediu. Prezența sporilor precambrieni a fost explicată prin admiterea remanierii sau a continuării lor pînă în paleozoicul superior; aceasta se datorește mai probabil contaminării probelor, cu atît mai mult cu cît ele au fost colectate de la contactul a două pachete de roci diferite ca litologie. Calcarele negricioase rubanate cu vinișoare de calcit de pe Valea Stînii conțin de asemenea spori din aceeași grupă : *Leiotriletes* (Naum) Pot.-Kr., *L. gulaferus* Pot.-Kr., *Granulatisporites minutus* Pot.-Kr., *G. rousei* Staplin. Prezența sporilor din grupul „Sporites" atestă vîrsta paleozoică superioară (carboniferă) și a acestor calcare.

Studiul palinologic al formațiunilor epimetamorfice din Masivul Poiana Ruscă a adus date prețioase pentru stabilirea vîrstei unei părți a succesiunii șisturilor din acest masiv pe criterii biostratigrafice [2]. Dolomitele de Hunedoara sînt caracterizate printr-un conținut microfloristic sărac : *Leiosphaeridium* sp. este cunoscut începînd din rifeanul inferior pînă în ordovicianul superior, iar *Stenozonoligotriletum depressus* Tim. este caracteristic cambrianului superior. În calcarul de Groși a fost identificată următoarea asociație de spori : *Trachydiacrodium coarctatum* Tim., *Mycteroligotriletum marmoratum* Tim., *Stenozonoligotriletum punctatum* Tim., *S. pervium* Tim., *Tyloligotriletum asperum* Tim. Orizontul de calcare albe asociate cu dolomite negre conține cea mai bogată asociație de spori : *Protoleiosphaeridium conglutinatum* Tim., *P. cambriense* Tim., *P.* sp., *Trachydiacrodium legiminiforme* Tim., *Trachyzonodiacrodium signatum* Tim., *Trachyoligotriletum obsoletum* Tim., *T. minutum* (Naum.) Tim., *Stenozonoligotriletum pervium* Tim. Din analizarea distribuției stratigrafice a formelor identificate reiese că unii spori apar în precambrian, continunîdu-se uneori cu întreruperi pînă în ordovician inclusiv (*Protoleiosphaeridium conglutinatum*, *Mycteroligotriletum marmoratum*, *Trachyoligotriletum obsoletum*, *T. minutum*); alți spori sînt cantonați numai în cambrian (*Protoleiosphaeridium cambriense*, *Trachydiacrodium coarctatum*, *Trachyzonodiacrodium signatum*) sau se continuă din cambrian pînă în ordovicianul inferior (*Trachydiacrodium legiminiforme* Tim., *Tyloligotriletum asperum*, *Stenozonoligotriletum depressus*, *S. pervium*). Numai

[2] Violeta Iliescu, *Raport, Studiul palinologic al depozitelor paleozoice de la Secu-Domăn și al șisturilor cristaline din Poiana Ruscă*, Arh. Com. Geol., 1965.

Stenozonoligotriletum punctatum este o formă menţionată exclusiv în proterozoic. Datorită puţinelor elemente privind intervalul ordovician — devonian s-a considerat că o bună parte din succesiunea de şisturi cristaline din zonele Roşcani — Veţel şi valea Cernei — Ghelar este cu certitudine predevoniană. Complexul de şisturi grafitoase situat spre partea superioară a acestei succesiuni a oferit un bogat material de studiu. Au fost determinate numeroase forme din grupul „Sporites" (*Leiotriletes adnatus* (Kosanke) Pot.-Kr., *L. adnatoides* Pot.-Kr., *L. minutissimus* Naum., *L. sphaerotriangulus* (Loose) Pot.-Kr., *L. gulaferus* Pot.-Kr., *L. inermis* (Waltz) Ischenko., *L. subintortus* Naum., *L.* sp., *Calamospora* sp., *Granulatisporites* sp., *Dictyotriletes trivialis* Naum., *Lycospora* sp.). Grupul „Monoletes" este reprezentat printr-o singură formă : *Laevigatosporites* sp. Majoritatea formelor identificate apar în dinanţian, continuîndu-se pînă în stephanian sau în permian. *Dyctiotriletes trivialis* nu depăşeşte limita superioară a dinanţianului, iar *Leiotriletes inermis* şi *L. subintortus* se continuă şi în partea inferioară a namurianului. Numai *Leiotriletes adnatoides* apare în namurianul superior continuîndu-se pînă în stephanian. Pe baza acestor date complexul şisturilor grafitoase a fost atribuit primei jumătăţi a carboniferului.

Stabilirea vîrstei seriilor blastodetritice, a căror metamorfism incipient a alterat prea puţin caracteristicile litologice şi sedimentologice a depozitelor primordiale, pe baza conţinutului microfloristic s-a făcut cu succes.

În anul 1961, vîrsta seriei de Arieşeni din Munţii Apuseni considerată paleozoic superior de unii autori a fost confirmată pe criterii biostratigrafice (20).

Cercetările efectuate în regiunea Comăneşti (marginea de SE a Bazinului Transilvaniei) au pus în evidenţă, în conglomeratele terţiare, galeţi constituiţi din filade, şisturi şi roci ardeziene asociate cu roci din categoria metagraywackelor şi cu alte tipuri de şisturi cristaline (3). Observaţiile sedimentologice au dovedit că aceste conglomerate provin din erodarea unui paleorelief cristalofilian cu constituţie complexă, care a furnizat material în timpul tortonianului şi sarmaţianului. Prezenţa unei formaţiuni blastodetritice în interiorul arcului carpatic a suscitat un interes deosebit pentru stabilirea vîrstei ei exacte. Analiza palinologică a pus în evidenţă un bogat conţinut de spori, caracterizaţi printr-o organizare morfologică foarte simplă. Aceste forme sînt comparabile cu cele descrise de Marie Madeleine Roblot în ftanitele brioveriene din Franţa ; o parte din formele identificate sînt foarte apropiate de cele atribuite de B. V. Timofeev *Leiosphaerdeae*-lor (genul *Protoleiospharidium*) sau de Sofia Nicolaevna Naumova genurilor *Leiominuscula* şi *Lophominuscula* din antecambrianul şi cambrianul zonei baltice. Faptul că atît brioverianul din Franţa şi algonkianul din Boemia cît şi precambrianul şi eocambrianul din zona baltică şi din alte regiuni din Europa sînt caracterizate prin asociaţii palinologice de tip simplu puţin variate a determinat atribuirea formaţiunii blastodetritice din relieful îngropat de la Comăneşti părţii superioare a proterozoicului tîrziu.

În Masivul Gîrbova din Munţii Perşani a fost identificată o serie de roci analoge celor care apar în galeţii conglomeratelor terţiare de la

Comăneşti [3]. Această formaţiune blastodetritică poate fi considerată pe baza caracterelor litologice, sedimentologice şi microfloristice că reprezintă metaflişul intracarpatic al proterozoicului superior (2).

Seria de Tulişa din autohtonul danubian a fost încadrată de majoritatea autorilor în paleozoic, fie că a fost atribuită carboniferului (11), (12), (15), fie că a fost considerată mai veche, fiind comparată cu succesiunea de pe valea Idegului (16), (17). Primele rezultate ale analizelor palinologice au adus unele precizări în privinţa vîrstei unora dintre formaţiunile înglobate în această serie [4]. În partea de nord a Masivului Retezat (sectorul Rîul Bărbat — valea Muncelului) apare între autohtonul danubian şi Pînza Getică o formaţiune slab metamorfozată, caracterizată prin următoarea succesiune stratigrafică începînd din bază spre partea superioară : conglomerate metamorfozate, şisturi cuarţitice cu nodule de cuarţ, filite şi şisturi grafitoase, şisturi sericito-cloritoase şi şisturi calcaroase. În orizontul şisturilor şi filitelor grafitoase, Adina Visarion şi Simona Gherega au pus în evidenţă o asociaţie destul de bogată de spori bine conservaţi : *Stenozoligotriletum sokolovi* Tim., *S. validum* Tim., *Leioligotriletum compactum* Tim., *L. minutissimum* Tim., *L. glumaceum* Tim., *Protoleiosphaeridium conglutinatum* Tim., *P.* sp., *Mycteroligotriletum marmoratum* Tim. Formele identificate apar în proterozoicul superior, continuîndu-se pînă în cambrian. Asociaţia *Protoleiosphaeridium cambrinse*, *Stenozonoligotriletum depressus* şi *Tyloligotriletum asperum* este caracteristică cambrianului inferior, ajungînd şi în cambrianul mediu. Pe baza acestor date orizontul şisturilor şi filitelor grafitoase a fost atribuit proterozoicului superior — cambrianului inferior şi mediu ; pachetele de conglomerate laminate şi şisturile cuarţitice subjacente revin în întregime proterozoicului.

Formaţiunea şisturilor verzi din Dobrogea centrală a fost afectată de un metamorfism incipient, încît ea oferă un excelent material de studiu. Primele analize au fost efectuate de E. Glowacki şi P. Karnowski în anul 1963, cînd au fost puse în evidenţă două genuri de spori : *Protoleiosphaeridium* şi *Trachyoligotriletum*. Prin studiile ulterioare (7) s-a identificat o bogată asociaţie de spori precambrieni în şisturile verzi din cariera de la Sibioara : *Leiominuscula rugosa* Naum., *Margominuscula rugosa* Naum., *Lophominuscula prima* Naum., *Protoleiosphaeridium* sp., *Leioligotriletum glumaceum* Tim., *L. compactum* Tim., *Stenozoligotriletum sokolovi* Tim., *S.* sp., *Trachyoligotriletum minutum* (Naum.) Tim., *Ocridoligotriletum kristhofovichi* (Naum.) Tim. Formele identificate apar în precambrian, unele continuîndu-se în cambrian sau chiar în ordovician. Prezenţa lor confirmă vîrsta precambriană a seriei şisturilor verzi. Reluarea studiului palinologic sistematic al formaţiunii şisturilor verzi aduce date preţioase în privinţa vîrstei diferitelor serii de şisturi verzi stabilite de O. Mirăuţă (9) şi a evoluţiei microflorei proterozoicului tîrziu [5]. În seria infragrauwackică de la Ciamurlia de Sus a fost pusă în evidenţă o bogată asociaţie de spori din familia *Leiosphaeridaceae*. Formele identi-

[3] Marcela Dessila-Codarcea, M. Borcoş, Adela Arghir-Drăgulescu. Raport. Cercetări geologice în masivul Gîrbova. Arh. Inst. Geol. 1965.

[4] C. Micu. Raport asupra prospecţiunilor geologice pentru minereuri de mangan în partea de NE a Munţilor Retezat. Arh. Inst. Geol. 1965.

[5] Violeta Iliescu. Raport. Studiul palinologic al şisturilor verzi din Dobrogea centrală. Arh. Inst. Geol. 1966.

ficate sînt foarte răspîndite începînd din proterozoic pînă în cambrianul superior. Prezența formelor de *Protoleiosphaeridium indefinitum* și *P. nervatum*, care nu depășesc limita stratelor cu *Laminarites*, dă indicații asupra vîrstei acestei serii. Seria grauwackelor superioare conține o asociație asemănătoare de spori, dintre care *Trachyoligotriletum indefinitum* nu lipsește. În aceasta s-a pus în evidență o bogată asociație de spori, aparținînd în exclusivitate clasei *Rimales*, foarte frecventă din proterozoicul superior pînă în cambrianul superior. Formele de *Leioligotriletum bistrowi* și *Trachyoligotriletum magnum* apar în partea superioară a rifeanului, în stratele cu *Laminarites*; prezența lor arată că seria grauwackelor superioare ar corespunde nivelului stratigrafic al stratelor cu *Laminarites*. Seria de tranziție este caracterizată printr-o asociație microfloristică mai redusă, conținînd resturi de alge unicelulare și spori de plante terestre, caracteristice de asemenea intervalului precambrian — cambrian superior. Absența formelor exclusiv cambriene încadrează această serie tot în proterozoicul superior. Analizele palinologice nu au dat rezultate concludente în ceea ce privește vîrsta seriei de Băltăgești. Apariția genului *Prototrachysphaeridium minutum*, foarte frecvent în depozitele cambrianului inferior, dă oarecare indicații în această privință; absența însă a *Hystrichosphaerideae-lor*, care abundă în cambrian, determină oarecare rezerve relativ la încadrarea seriei de Băltăgești în cambrianul inferior.

★

Determinarea vîrstei unora din seriile epimetamorfice pe baza criteriilor biostratigrafice a reprezentat un important pas înainte în cunoașterea stratigrafiei terenurilor cristalofiliene. Succesiunea geometrică a pachetelor de șisturi cristaline stabilită fie prin utilizarea procedeelor geologice clasice de studiu, fie prin aplicarea metodelor moderne de investigație, poate fi verificată prin studiul asociațiilor de spori fosili, alge și alte resturi de plante.

Importanța macrofaunei, care să confere mai multă certitudine în stabilirea vîrstei formațiunilor metamorfozate, este incontestabilă. Pînă în prezent însă nu au fost descoperite decît foarte rar macrofosile în seriile metamorfozate. Formele găsite în seria șisturilor verzi din Dobrogea și în seria epimetamorfică din Masivul Poiana Ruscă s-au dovedit a fi foarte dificil de determinat. Este interesant de relevat faptul că, exceptînd forma de *Fenestella* pusă în evidență într-un pachet de filite din dealul Priopcea (Dobrogea de nord) (8) și forma de *Artrophycus alleghanensis* din filitele de pe valea Idegului (autohtonul danubian) (18), pe baza cărora s-a stabilit prezența silurianului în aceste unități, nu s-au găsit încă puncte fosilifere în ariile de răspîndire a seriilor considerate aparținînd paleozoicului. Singura posibilitate de rezolvare a problemei vîrstei seriilor mai slab metamorfozate rămîne deci deocamdată analiza conținutului lor microfloristic. Firește, studiul palinologic al formațiunilor cristalofiliene întîmpină numeroase dificultăți. Detectarea nivelelor fosilifere este cu atît mai dificilă, cu cît depozitele primordiale sînt afectate mai intens de procesele de metamorfism, ceea ce face foarte dificilă prelucrarea în laborator. Unele forme de spori au o răspîndire largă în timp; multe apar în precambrian și se continuă pînă în cambrianul superior sau chiar în ordovician. La aceste dificultăți se adaugă datele sporadice relative la

microflora intervalului precambrian superior — paleozoic inferior. Perseverența cu care s-a urmărit în ultimul timp datarea formațiunilor cristalofiliene pe baza criteriilor biostratigrafice a învins dificultățile enumerate mai sus. Analizele palinologice au avut adeseori rezultate pozitive. Pînă în prezent s-au acumulat date destul de numeroase, care permit analizarea lor în spirit critic, cu atît mai mult cu cît în unele cazuri valoarea lor diagnostică a fost contestată, contravenind schemelor stratigrafice obținute prin alte metode.

În general se desprinde în mod clar existența unor serii metamorfozate la nivelul faciesului șisturilor verzi, aparținînd părții superioare a precambrianului. Prezența sporilor foarte frecvenți în partea superioară a precambrianului și absența celor cu răspîndire limitată la diferite diviziuni ale paleozoicului permite încadrarea cu destulă certitudine aproape a întregii succesiuni de șisturi cristaline din regiunea Bărnărel — Holdița (Carpații Orientali), a formațiunii blastodetritice din relieful îngropat de la Comănești (SE Bazinul Transilvaniei) și a șisturilor verzi (Dobrogea) în proterozoicul tîrziu. Punerea în evidență a fragmentelor de *Laminarites* și a sporilor caracteristici acestui nivel cu poziție stratigrafică bine definită reprezintă o contribuție importantă în stabilirea poziției stratigrafice a unei părți a seriei epimetamorfice din Carpații Orientali și a seriei șisturilor verzi din Dobrogea centrală.

Asociațiile de spori identificate la diferite nivele ale succesiunii epimetamorfice din Masivul Poiana Ruscă (sectoarele Roșcani — Vețel și valea Cernei — Ghelar) aduc precizări în problema mult controversată a vîrstei formațiunilor cristalofiliene din acest masiv. Absența sporilor exclusiv precambrieni și prezența sporilor care apar numai în cambrian sînt argumente care permit deocamdată atribuirea unei părți importante a succesiunii de șisturi cristaline din această parte a Masivului Poiana Ruscă paleozoicului inferior. Punerea în evidență a unei asociații de spori mai evoluați, caracteristici paleozoicului superior, la partea superioară a acestei succesiuni de șisturi cristaline indică existența unei importante lacune stratigrafice. Este posibil ca această parte a succesiunii să reprezinte o serie transgresivă, cu atît mai mult cu cît depozitele ei au caractere litologice și petrografice oarecum diferite (depozite terigene foarte slab metamorfozate).

Studiul microfloristic al succesiunii de șisturi slab metamorfozate din partea de nord a Masivului Retezat a adus date noi în ceea ce privește vîrsta unora din depozitele atribuite seriei de Tulișa. Prezența unei asociații de spori caracteristice cambrianului inferior limitează, după părerea noastră, vîrsta succesiunii de șisturi din această parte a Masivului Retezat la această diviziune a paleozoicului, prezența formelor cu răspîndire mai largă nefiind concludentă.

Rezultatele obținute în urma analizării unor nivele de calcare și dolomite din Carpații Orientali au fost surprinzătoare, deoarece, după datele existente, succesiunea stratigrafică stabilită în regiunea Bărnărel — Holdița ar fi în linii mari valabilă pentru partea nordică a cristalinului Carpaților Orientali. Punerea în evidență a unor termeni aparținînd carboniferului inferior și eventual mediu demonstrează prezența depozitelor paleozoicului superior și în această unitate. Remarcăm că de altfel pachetele de șisturi care conțin asociațiile de spori carboniferi se deosebesc, ca

și în cazul Masivului Poiana Ruscă și al Munților Apuseni, de formațiunile rifeene atît ca litologie, cît și ca grad de metamorfism.

Aceste date ne determină să admitem că atît în Carpații Meridionali și Orientali, cît și în Munții Apuseni, depozitele carboniferului inferior sînt transgresive pe un fundament mai vechi rifean sau paleozoic, antrenat într-o serie de cute și structuri imbricate în timpul fazei sudete. Problema existenței depozitelor paleozoicului inferior și mediu în terenurile cristalofiliene rămîne nerezolvată. O confirmare a ipotezei vîrstei paleozoice a unora din seriile slab metamorfozate (seria de Păiușeni din masivul Drocea,) rămîne de căutat.

Problema cronostratigrafiei șisturilor cristaline din România nu a fost rezolvată pînă în prezent decît parțial. Studiile microfloristice s-au dovedit a fi eficiente în cazul formațiunilor metamorfozate la nivelul faciesului șisturilor verzi, care constituie părțile superioare ale stivelor de șisturi cristaline. Pentru divizarea pachetelor metamorfozate mai intens au fost utilizate însă discordanțele stratigrafice și de metamorfism. Pe baza acestor criterii stivele de șisturi cristaline din Carpați au fost divizate în două mari grupe.

Grupul inferior de șisturi cristaline este constituit din roci predominant gnaisice. În lipsa datelor biostratigrafice sau de vîrstă absolută, șisturile cristaline care constituie acest grup au fost atribuite deocamdată proterozoicului timpuriu, prezența unor termeni aparținînd arhaicului superior nefiind exclusă.

Grupul superior de șisturi cristaline aparține pe baza asociațiilor de spori proterozoicului tîrziu, conținînd uneori și termeni ai paleozoicului. Remarcăm că în unele cazuri am utilizat termenul de „rifean" în sens larg, corespunzător proterozoicului tîrziu. Discordanțele stratigrafice și de metamorfism puse în evidență în diferite masive carpatice au permis separarea stivelor de șisturi cristaline aparținînd proterozoicului tîrziu în două diviziuni, reprezentînd formațiunile a două sisteme geosinclinale, cu ciclurile tectono-magmatice corespunzătoare.

Diviziunea inferioară a proterozoicului tîrziu este constituită din depozite terigene, asociate cu material vulcanogen bazic ; prezența formațiunilor cărbunoase sau carbonatate este caracteristică. Aceste depozite au fost metamorfozate la nivelul părții superioare a faciesului amfibolitelor, deosebindu-se prin caracterul lor microcristaloblastic. Adeseori șisturile cristaline sînt intens retrometamorfozate, datorită suprapunerii efectelor epocilor ulterioare de metamorfism. Deoarece depozitele au fost afectate mai intens de procesele de metamorfism regional, ele sînt în general sterile ; pînă în prezent numai în Carpații Orientali au fost puse în evidență cîteva forme de spori intens deformați și mineralizați.

Diviziunea superioară a proterozoicului tîrziu este reprezentată, în bază, printr-o formațiune ofiolitică (Carpații Meridionali centrali) peste care se așternd depozite terigene, uneori cărbunoase, depozite vulcano-sedimentogene acide și pachete de calcare sau dolomite (Carpații Orientali). Depozitele au fost metamorfozate la nivelul faciesului șisturilor verzi, fiind atribuite, pe baza asociațiilor de spori determinate la diferite nivele, părții superioare a precambrianului, continuîndu-se eventual pînă în cambrianul inferior.

Posibilitatea separării a două mari diviziuni în cadrul proterozoicului tîrziu ridică problema clasificării mai complete a întregului proterozoic în trei diviziuni : proterozoic inferior, proterozoic mediu şi proterozoic superior. În acest sens, grupul inferior de şisturi cristaline s-ar integra în proterozoicul inferior, diviziunea inferioară a grupului superior ar reveni proterozoicului mediu, iar diviziunea superioară a acestui grup ar reprezenta proterozoicului superior. Această divizare ar fi preferabilă cu atît mai mult, cu cît s-a arătat deja că diviziunea inferioară a grupului superior ar fi comparabilă gothidelor din Scutul Baltic (2). În unele cazuri s-ar putea separa şi partea terminală a proterozoicului superior, corespunzătoare eocambrianului sau infracambrianului (formaţiunea şisturilor verzi din Dobrogea).

Problema prezenţei paleozoicului în Carpaţii româneşti nu a fost încă elucidată. Datele existente ne determină să admitem posibilitatea coexistenţei depozitelor proterozoice şi paleozoice în partea superioară a stivelor de şisturi cristaline din diferite masive carpatice. Pentru delimitarea exactă a formaţiunilor aparţinînd acestor importante diviziuni stratigrafice sînt necesare însă analize microfloristice sistematice, efectuate concomitent cu studii aprofundate litologice şi petrografice. Deoarece în Carpaţi depozitele care au fost atribuite paleozoicului pe baza asociaţiilor de spori sînt foarte slab metamorfozate, ar fi interesant să fie verificate şi în privinţa conţinutului de Conodonte, care ar putea reprezenta un criteriu suplimentar pentru stabilirea vîrstei lor, cu atît mai mult, cu cît în Dobrogea de nord (zona Tulcea), în depozite slab metamorfozate, au fost puse în evidenţă Conodonte caracteristice silurianului (Cataloi) (10), devonianului mediu (colinele Mahmudia) (8), şi devonianului superior (Isaccea) (10).

BIBLIOGRAFIE

1. Codarcea M., Bercia I., Kräutner H. şi Mureşan M., *Cercetări structurale şi stratigrafice în Cristalinul Bistriţei (Regiunea Bărnărel—Holdiţa)*, Dări de seamă Com. Geol., 1964, **L**, *2*.
2. Codarcea Dessila M., *Cîteva probleme privind stratigrafia Precambrianului din Carpaţii româneşti*, St. şi cerc. de geol. geof. geogr., Seria geologie, 1965, **10**, *2*.
3. Codarcea Dessila M., Dumitriu M., Dumitriu C. şi Beju D., *Observaţii privind localizarea şi constituţia geologică a reliefului îngropat de la Comăneşti*, St. şi cerc. de geol. geof., geogr., Seria geologie, 1965, **10**, *2*.
4. Codarcea Dessila M., *Problema orizontării şi răspîndirii Rifeanului în România*, An. Com. Geol., 1966, **XXXV**.
5. Głowacki E., Karnowski P., *Porownanie gornego prekambru (ryfeju) przedgorza Karpat srodkowch z seria ziclonych cupkow Dobrudzy*, Kwart geol., 1963, **2**.
6. Iliescu V. şi Codarcea Dessila M., *Contribuţiuni la cunoaşterea conţinutului microfloristic al complexelor de şisturi cristaline din Carpaţii Orientali*, Dări de seamă Com. Geol., 1965, **LI**, *II*.
7. Iliescu V. şi Mutihac V., *Consideraţiuni asupra posibilităţilor de corelare a unor depozite din fundamentul zonei Tulcea cu formaţiunile cutate din Dobrogea centrală*, Dări de seamă Com. Geol., 1965, **LI**, *1*.
8. Mirăuţă O. şi Mirăuţă Elena, *Paleozoicul din partea de sud a munţilor Măcin (regiunea Cerna-Hamcearca)*, Dări de seamă Com. Geol., 1962, **XLVI**.
9. Mirăuţă O., *Stratigrafia şi tectonica şisturilor verzi din regiunea Istria-Băltăgeşti (Dobrogea centrală)*, Dări de seamă Com. Geol., 1965, **LI**, *1*.
10. Mirăuţă O. et Mirăuţă E., *Le Paléozoïque de la zone de Tulcea (Dobrogea septentrionale)*, Ass. Géol. Carp. Balk. Congr. VI, 1965, **II**, *1*.

11. MRAZEC L., *Asupra clasificației cristalinului din Carpații Meridionali*, Bul. Soc. St., 1899, **VIII**, *6*.
12. MURGOCI G. M., *Sur l'âge de la grande nappe de chariage des Carpathes Méridionales*, C.R. Acad. Paris 1905, **IX**, *4*.
13. NAUMOVA S. N., CODARCEA DESSILA M. și ILIESCU V., *Asupra prezenței rifeanului în unele formațiuni cristalofiliene din Carpații Meridionali centrali*, Com. Acad. R.P.R., 1962, **XII**, *11*.
14. — *Resturi de plante din complexele de șisturi cristaline din Carpații Meridionali centrali*, St. și cerc. de geogr., geof., geol., Seria geologie, 1964, **IX**, *1*.
15. PAVELESCU L., *Studiul geologic și petrografic al regiunii centrale și de SE a Munților Retezat*, An. Inst. Geol. Rom., 1953, **XXV**.
16. PAVELESCU L. et RĂILEANU GR., *Considérations générales sur l'âge des schistes cristallins de l'Autochtone des Carpates Méridionales*, Assoc. Géol Carp. Balk., Congr. V, Secția I, 1963, **II**.
17. PAVELESCU L. și PAVELESCU M., *Geologia și petrografia văii Jiului românesc între Oslea-Petroșeni*, An. Com. Geol., 1964, **XXXIII**.
18. RĂILEANU GR. și NĂSTĂSEANU S., *Asupra prezenței formei Artrophycus alleghanensis (Harlan) în formațiunile paleozoice inferioare din Carpații Meridionali (V. Idegului)*, An. Univ. București, Șt. Nat., 1959, **18**.
19. SEMENENKO N. P., CODARCEA DESSILA M., DEMIDENKO S. G. și ZEIDIS B. B., *Interpretarea geologică a datelor de vîrstă absolută a formațiunilor cristalofiliene din Carpații Meridionali centrali*, St. și cerc. de geol., geof., geogr., Seria geologie 1963, **VIII**, *4*.
20. SLAVIN V. I., *Stratigraphie du Paléozoïque de la partie interne du système Carpato-Balkanique*, Assoc. Géol. Carp. Balk. Congr. V, 1963, **III**, *2*.

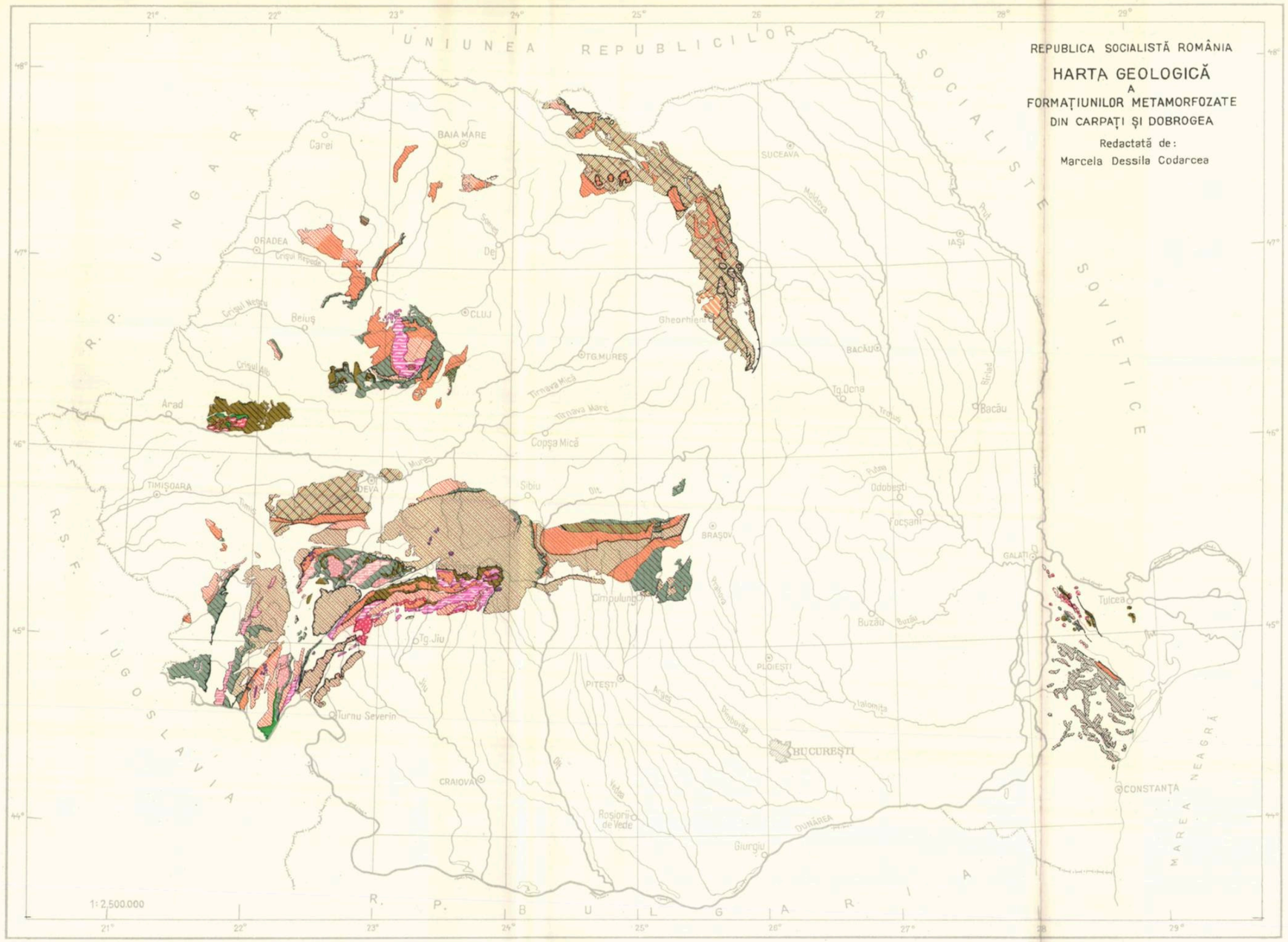
Institutul geologic al Comitetului de Stat al Geologiei

Primit în redacție la 30 august 1966.

REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA

HARTA GEOLOGICĂ
A
FORMAȚIUNILOR METAMORFOZATE
DIN CARPAȚI ȘI DOBROGEA

Redactată de:
Marcela Dessila Codarcea



LEGENDA

ȘISTURI CRISTALINE

- Paleozoic
- Proterozoic superior și Paleozoic
- Infracambrian și eventual Cambrian inferior
- Proterozoic superior
- Proterozoic mediu (?) și superior
- Proterozoic mediu (?)
- Proterozoic inferior (?) și mediu (?)
- Proterozoic inferior (?) și eventual Archaic superior (?)

ROCI INTRUSIVE GRANITOIDE

- a, b Granitoide varistice: a. postorogene; b. sinorogene
- a, b Granitoide baicaliene: a. postorogene; b. sinorogene
- Granitoide alutiene sinorogene
- Granitoide lotriene sinorogene

ROCI INTRUSIVE DE COMPOZIȚIE BAZICĂ ȘI ULTRABAZICĂ

- Paleozoice
- Precambriene

ROCI ALCALINE

- Masivul metasomatic Ditrău: varistic ?

METAMORFISM

- a, b, c Metamorfism slab (faciesul sisturilor verzi): a. varistic; b. baicalian; c. varistic + baicalian
- Metamorfism intens (faciesul amfibolitelor): alutian și lotrian
- a, b Metamorfism nedivizat: a. alutian + baicalian; b. alutian + lotrian

ACCIDENTE TECTONICE

- Pînze
- Falii de încălecare
- Duplicaturi, digitații
- Falii normale

GRANAȚII DIN SKARNELE DE LA BĂIȚA BIHORULUI

DE

G. CIOFLICA, CECILIA VASILIU și Ș. VLAD

55 (05)

În skarnele de la Băița Bihorului au fost identificate trei tipuri de granați: grandit $_{28\%\ And}$, grandit $_{53\%\ And}$ și grandit $_{93\%\ And}$, caracterizați printr-o variație sensibilă a chimismului și a proprietăților fizice. Conținutul în Fe_2O_3 crește de la 9,41 pînă la 28,19%, iar cel în Al_2O_3 scade de la 16,18 pînă la 1,48%; se observă de asemenea și o participare restrînsă a piralspitelor în compoziția acestora. Duritatea variază între valorile 1 038 și 1 249 kg/mm², greutatea specifică de la 3,64 la 3,81, iar valoarea parametrului *a* de la 11,91 la 12,03 Å.

Granații apar în asociație cu vezuvian, diopsid și wollastonit sau sub formă de agregate monominerale, formînd benzi, plaje și cuiburi în masa skarnelor. În general, granații sînt bine conservați, transformările hidrotermale afectînd mai ales andraditul.

Preocuparea pentru cunoașterea skarnelor cu mineralizații de molibden și bismut de la Băița Bihorului datează încă din secolul trecut. Unele informații în acest sens se întîlnesc în lucrările lui K. F. Peters (9) și F. Pošepný (11). Aspecte mai generale asupra skarnelor și mineralizațiilor sînt prezentate de Th. Kräutner[1] și N. Gherasi[2], iar detalii privind asociațiile de minerale din skarne, ca și transformările hidrotermale ale acestora, se găsesc în lucrarea lui D. Giușcă (4) și în documentația geologică de la D.M.R.[3]. N. Petrulian și colab. (10) menționează semnificația geotermometrică a rheniului din molib-

[1] Th. Kräutner *Raport asupra situației zăcămintelor de minereuri din regiunile Băița-Bihor și Hălmagiu*, Arh. Inst. Geol., 1941.

[2] N. Gherasi, *Raport geologic preliminar asupra regiunii Băița-Bihor*, Arh. Inst. Geol., 1951.

[3] * * * *Raport geologic asupra calculului rezervelor de Mo, Bi, W de la Băița-Bihor, actual la 1.IX. 1964*, Arh. D.M.R.

Stud. cerc. de geol., geof. și geogr., Seria geologie, t. 12, nr. 1, p. 69–77, București, 1967

denit, făcînd referiri şi la mineralizaţiile din skarnele de la Băiţa Bihorului.

Cercetările efectuate asupra mineralizaţiilor de molibden şi bismut din skarnele formate pe lamprofire banatitice şi calcare mezozoice [4] ne-au oferit numeroase exemplare de skarne cu granaţi, care au constituit obiectul acestui studiu mineralogic.

★

În regiunea Băiţa Bihorului, eruptivul banatitic este reprezentat printr-un complex de roci filoniene diferenţiate şi nediferenţiate, orientate în general N-S şi NV-SE. Corpuri banatitice cu dimensiuni mai mari au fost identificate în Valea Seacă şi în forajul de la Băiţa-Plai la adîncimea de 1 004 m.

Instruziunile banatitice au determinat o serie de transformări profunde în masa depozitelor permiene şi mezozoice, conducînd la apariţia unor tipuri variate de corneene, skarne şi produse hidrotermale.

Puţin mai la nord de zona skarnelor cu mineralizaţii de molibden şi bismut din lungul liniei tectonice Blidar apare un dyke de lamprofir localizat în calcare noriene [5]. El a fost urmărit prin lucrări miniere pe o lungime de circa 600 m şi pe o înălţime de aproximativ 250 m, avînd o grosime de 2—4 m şi o orientare N-S.

În masa lamprofirului se dezvoltă corneene cu piroxen, amfibol şi biotit, precum şi skarne caracterizate prin următoarele asociaţii:

vezuvian	±	diopsid;
grosular	+	vezuvian ± diopsid;
grosular	±	diopsid.

Calcarele în care se găseşte lamprofirul sînt recristalizate pe zone largi, iar în lungul contactului sînt transformate în skarne, care apar sub formă de benzi discontinue. Asociaţiile caracteristice din skarne sînt:

wollastonit	±	diopsid;
wollastonit	+	granaţi (grosular-andradit) ± diopsid;
granaţi (grosular-andradit)	+	diopsid.

Concentraţiile de molibden şi bismut formează corpuri neregulate şi cuiburi distribuite neuniform în masa skarnelor. Ele sînt reprezentate prin molibdenit, care apare ca impregnaţii în skarnele cu vezuvian şi cu grosular, şi prin minerale de bismut (bismutină, tetradymit, emplectit, wittichenit), localizate în skarnele cu wollastonit [6]. În asociaţie cu mineralele de bismut apar: pirită, pirotină, calcopirită, tetraedrit, bornit, blendă, galenă, într-o gangă de cuarţ, pennin, mai rar fluorină.

Depunerile de sulfuri metalice însoţesc produsele de transformări hidrotermale (actinot, epidot, pennin, sericit, talc, prehnit, calcit, stil-

[4] G. Cioflica şi Ş. Vlad, *Studiul mineralizaţiilor de la Băiţa Bihorului*, Arh. Inst. Geol. 1965.

[5] Vîrsta calcarelor după M. Bleahu şi colab., din lucrarea „*Raport geologic asupr cartărilor din munţii Bihor şi Codru*", Arh. Inst. Geol., 1958.

[6] În porţiunea dintre orizonturile IX şi XV, de unde am recoltat materialul, nu au identificate cosalitul, galenobismutina şi Bi nativ, minerale semnalate de autorii anterior contactul Blidar, la orizonturile superioare. În zona cercetată de noi, predomină asoc mineralelor de Cu şi Bi.

bit, laumontit), formate pe seama corneenelor și a skarnelor. În general, aceste parageneze sînt distribuite neuniform în masa skarnelor și a corneenelor, dar în zonele de contact (lamprofir — skarne, skarne — calcare recristalizate) formează totuși benzi subțiri, discontinue, impregnate cu sulfuri metalice.

Granații apar în asociație cu vezuvian, diopsid și wollastonit sau chiar ca agregate monominerale, formînd benzi, plaje și cuiburi în masa skarnelor. În mod obișnuit, granații se prezintă sub formă de mase compacte și de agregate cu structuri cristaloblastice. În toate cazurile sînt frecvente structurile zonare și concrețiunile variate cu wollastonitul.

Granații au în general dimensiuni reduse, rareori ajungînd la 2—3 cm. Din punct de vedere morfologic, ei se caracterizează prin forme simple de dodecaedru romboidal (110); mai rar se întîlnesc și fețe de trapezoedru (211).

Din seria izomorfă grosular-andradit au fost identificați următorii termeni: grandit $_{28\%\ And}$, grandit $_{53\%\ And}$, grandit $_{93\%\ And}$.

Grandit $_{28\%\ And}$ se dezvoltă în skarnele provenite prin transformarea calcarelor sau a lamprofirelor și are o culoare brun-roșcată.

În secțiuni subțiri este incolor, uneori izotrop, alteori cu fenomene de anizotropie, care evidențiază microstructura zonară. Birefringența variază de la o zonă la alta, între 0,002 și 0,008; D = 1 038 kg/mm² (6,7 în scara lui Mohs); Gs = 3,64 [7]; a = 11,91 Å (tabelul nr. 1).

Tabelul nr. 1

Grandit $_{28}$% And; a = 11,91 Å
CoKα = 1,79278 Å; 28 kW; 10 mA; timp de expunere 6, 1/2 ore
ø tub = 0,40 mm

Nr.	hkl	I	$\frac{d}{n}$
1	420	8	2,968
2	420	10	2,668
3	332	3	2,545
4	422	6	2,429
5	431; 510	5	2,348
6	521	4	2,175
7	532; 611	6	1,927
8	444	6	1,726
9	640	8	1,650
10	642	10	1,597
11	800	6	1,494
12	840	7	1,331
13	842	8	1,302
14	664	7	1,267
15	864; 10.4.0	10	1,108
16	10.4.2	9	1,090
17	880	8	1,055
18	884; 12.2.0	5	0,997
19	12.2.0	6	0,971
20	12.2.0; 10.6.4	9	0,976

[7] Duritatea a fost determinată cu microdurimetrul PMT-3, iar greutatea specifică cu picnometrul Gintl.

Compoziţia chimică a granatului se caracterizează printr-un conţinut relativ scăzut în oxid feric (9,41% Fe_2O_3) şi ridicat în alumină (16,8% Al_2O_3), ceea ce ar corespunde unui grosular (tabelul nr. 2).

Compoziţia virtuală — $Gro_{67.25}\ And_{28.27}\ Pir_{1.79}\ Sp_{1.41}\ Alm_{1.28}$.

Formula chimică — $(Ca_{5.746}\ Mg_{0.108}\ Mn_{0.085}\ Fe_{0.077})_{6.016}\ (Al_{2.877}\ Ti_{0.029}\ Fe_{1.116})_{4.022}\ [(Si_{5.875}\ Al_{0.125})_6\ O_{24}]$.

Grandit $_{53\%\ And}$ apare, ca şi grosularul, în skarnele formate pe calcare şi lamprofire, avînd o culoare brun-gălbuie.

La microscop este incolor şi izotrop, adesea prezentînd fenomene de anizotropie şi microstructuri zonare. Birefringenţa este cuprinsă între 0,002 şi 0,008 ; D = 1 142 kg/mm² (7 în scara lui Mohs); Gs =3,74 ; a = 11,97 Å (tabelul nr. 3).

În comparaţie cu compoziţia chimică a grosularului, se remarcă o creştere sensibilă a conţinutului în oxid feric (18,37% Fe_2O_3) şi o reducere în cel de alumină (9,48% Al_2O_3); acesta ar corespunde unui termen intermediar din seria granditelor.

Compoziţia virtuală — $Gro_{44.22}\ And_{53.49}\ Pir_{0.55}\ Sp_{1.55}\ Alm_{0.19}$.

Formula chimică — $(Ca_{5.801}\ Mg_{0.050}\ Mn_{0.099}\ Fe_{0.012})_{5.962}\ (Fe_{2.227}\ Ti_{0.023}\ Al_{1.793})_{4.043}\ [(Si_{5.923}\ Al_{0.077})_6\ O_{24}]$.

Grandit $_{93\%\ And}$ se întîlneşte numai în skarnele rezultate prin transformarea calcarelor şi prezintă o coloraţie verzuie. În secţiuni subţiri apare incolor, cu o nuanţă brun-verzuie, izotrop, cu frecvente fenomene de anizotropie şi microstructuri zonare. În cadrul acestor zone, birefringenţa variază în limite mai largi, cuprinse între 0,002 şi 0,012 ; D = 1 249 kg/mm² (7,5 în scara lui Mohs); Gs = 3,81 ; a = 12,03 Å (tabelul nr. 4).

În compoziţia acestui granat se observă o creştere remarcabilă a conţinutului în oxid feric (28,19% Fe_2O_3) şi o scădere accentuată în cel de alumină (1,48% Al_2O_3), ceea ce ar indica un andradit [8].

Compoziţia virtuală — $Gro_{3.92}And_{93.03}Pir_{2.32}Sp_{0.59}Alm_{0,14}$.

Formula chimică — $(Ca_{5.899}\ Mg_{0.137}\ Mn_{0.050}\ Fe_{0.008})_{6.094}\ (Fe_{3.655}\ Ti_{0.002}\ Al_{0.283})_{3.940}\ [(Si_{5.987}Al_{0.013})_6O_{24}]$.

★

Datele obţinute prin studierea granaţilor din skarnele cu concentraţii de molibden şi bismut indică o variaţie însemnată a chimismului şi, implicit, a proprietăţilor fizice.

[8] O compoziţie asemănătoare (29,23% Fe_2O_3; 0,80% Al_2O_3) se observă şi în granatul provenit tot din skarnele de la Băiţa Bihorului şi analizat de C. v. J o h n (6). Analiza chimică : SiO_2 35,32%; Al_2O_3 0,80%; Fe_2O_3 29,23%; Feo 1,32%; MgO 0,46%; CaO 32,22%; pierderi la calcinare 0,75%.

Tabelul nr. 2

Analize chimice ale granaților

	1	2	3
SiO_2	37,33	36,69	34,71
Al_2O_3	16,18	9,84	1,48
TiO_2	0,21	0,17	0,02
Fe_2O_3	9,41	18,37	28,19
FeO	0,61	0,11	0,08
MnO	0,65	0,73	0,34
MgO	0,47	0,21	0,54
CaO	34,58	33,56	33,42
CO_2	0,38	—	1,18
H_2O+	0,22	0,30	0,35
Total	100,04	99,98	100,31
G_8	3,64	3,74	3,81
D (kg/mm²)	1 038	1 142	1 249
a (Å)	11,91	11,97	12,03

Cationi pentru 24 atomi de oxigen

	1		2		3	
Si	5,875	6,000	5,923	6,000	5,987	6,000
Al^{4+}	0,125		0,077		0,013	
Al^{3+}	2,877	4,022	1,793	4,043	0,283	3,940
Ti	0,029		0,023		0,002	
Fe^{3+}	1,116		2,227		3,655	
Fe^{2+}	0,077	6,016	0,012	5,962	0,008	6,094
Mn	0,085		0,099		0,050	
Mg	0,108		0,050		0,137	
Ca	5,746		5,801		5,899	

Compoziția virtuală

	1	2	3
Grosular	67,25	44,22	3,92
Andradit	28,27	53,49	93,03
Pirop	1,79	0,55	2,32
Spesartin	1,41	1,55	0,59
Almandin	1,28	0,19	0,14

Formula chimică

1) $(Ca_{5,746}Mg_{0,108}Mn_{0,085}Fe_{0,077})_{6,016}(Al_{2,877}Ti_{0,029}Fe_{1,116})_{4,022}[(Si_{5\ 875}Al_{0,125})_6O_{24}]$

2) $(Ca_{5,801}Mg_{0,050}Mn_{0,099}Fe_{0,012})_{5,962}(Fe_{2,277}Ti_{0,023}Al_{1,793})_{4,043}[(Si_{5,923}Al_{0,077})_6O_{24}]$

3) $(Ca_{5,899}Mg_{0,137}Mn_{0,050}Fe_{0,008})_{6,094}(Fe_{3,655}Ti_{0,002}Al_{0,283})_{3,940}[(Si_{5,987}Al_{0,013})_6O_{24}]$

1. Grandit $_{28\%\ And}$ — mina molibden, orizontul IX, Băița Bihorului.
2. Grandit $_{53\%\ And}$ — mina molibden, orizontul X, Băița Bihorului.
3. Grandit $_{93\%\ And}$ — mina molibden, orizontul X, Băița Bihorului.

Tabelul nr. 3

Grandit$_{53\%\ And}$; a = 11,97 Å
CoKα = 1,79278 Å ; 28 kW ; 10 mA ; timp de expunere 7 1/2 ore
$\varnothing$ tub = 0,50 mm

Nr.	hkl	I	$\frac{d}{n}$
1	420	8	2,987
2	420	10	2,683
3	332	3	2,561
4	422	6	2,442
5	431 ; 510	4	2,365
6	521	3	2,197
7	532 ; 611	5	1,948
8	444	4	1,757
9	640	8	1,663
10	642	10	1,606
11	800	5	1,504
12	840	7	1,341
13	842	8	1,312
14	664	7	1,280
15	864 ; 10.4.0	9	1,116
16	10.4.2	9	1,095
17	880	8	1,062
18	884 ; 12.2.0.	5	1,001
19	12.2.0	5	0,989
20	12.2.0 ; 10.6.4	9	0,973

Tabelul nr. 4

Grandit $_{93\%\ And}$; a = 12,03 Å
CoK_{α} = 1,79278 Å ; 28 kW ; 10 mA ; timp de expunere 5 ore
ø tub = 0,54 mm

Nr.	hkl	I	$\frac{d}{n}$
1	420	8	3,026
2	420	10	2,699
3	332	3	2,578
4	442	7	2,455
5	431 ; 510	4	2,377
6	521	3	2,213
7	611 ; 532	5	1,970
8	444	3	1,743
9	640	8	1,681
10	642	10	1,620
11	800	5	1,516
12	840	7	1,352
13	842	8	1,320
14	664	7	1,306
15	864 ; 10.4.0	8	1,124
16	10.4.2	8	1,105
17	880	8	1,068
18	12.2.0 ; 884	5	1,017
19	12.2.0	5	1,003
20	12.2.0 ; 10.6.4	8	0,991

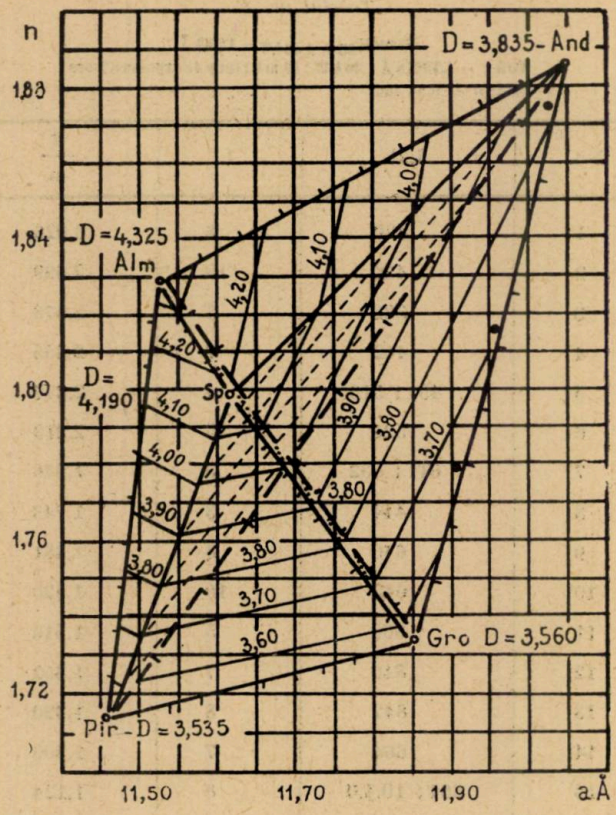


Fig. 1. — Variaţia compoziţiei chimice şi a proprietăţilor fizice la granditele de la Băiţa Bihorului (diagrama de variaţie după H. Winchell, 1958).

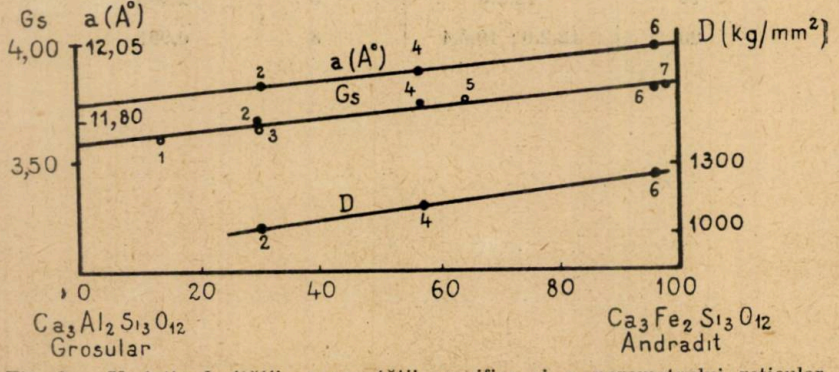


Fig. 2. — Variaţia durităţii, a greutăţii specifice şi a parametrului reticular. ● granaţi de la Băiţa Bihorului; ○ granaţi din alte regiuni;

1, grosular (Val d'Aosta, Italia); 2, grandit28% And (mina molibden, orizontul IX, Băiţa Bihorului; 3, granat (Monte Rosso di Verra, Italia); 4, grandit53% And (mina molibden, orizontul X, Băiţa Bihorului); 5, granat (Blue Rock Quarry Shap, Westmorland); 6, grandit93% And (mina molibden, orizontul X, Băiţa Bihorului); 7, topazolit (Val d'Aosta, Italia).

Pentru cei trei termeni identificați în cadrul seriei granditelor, conținutul în Fe_2O_3 crește de la 9,41 pînă la 28,19%, iar cel în Al_2O_3 scade de la 16,18 pînă la 1,48% (tabelul nr. 2). De asemenea se remarcă conținuturi reduse în FeO (0,08—0,61%), MnO (0,34—0,73%) și MgO (0,21—0,54%), ceea ce denotă o participare restrînsă a piralspitelor în compoziția granditelor (fig. 1).

O dată cu mărirea proporției de andradit în seria granditelor se realizează și o modificare sensibilă a durității, a greutății specifice, a parametrului reticular și a culorii.

Duritatea crește de la 1 038 kg/mm² (6,7 în scara lui Mohs) pînă la 1 249 kg/mm² (7,5 în scara lui Mohs), greutatea specifică de la 3,64 la 3,81, iar *a* de la 11,91 la 12,03 Å (fig. 2).

Culoarea variază de la brun-roșcat, trecînd prin brun-gălbui, pînă la verzui.

În general, granații sînt bine conservați, transformările hidrotermale mai profunde afectînd în special andraditul. Pe crăpăturile din granați se dezvoltă epidot, clorit, limonit, siderit și calcit.

BIBLIOGRAFIE

1. Chase L. B. a. Lefever R. A., *Birefringence of synthetic garnets*, Amer. Min., 1960, **45**.
2. Christophe-Michel Levy, *Reproduction artificielle des granats calciques; grossulaire et anaradite*, B. Soc. Fr. Min. Crist., 1956, **74**.
3. Deer W. A., Howie R. A. a. Zussman J., *Rock forming minerals*, 1, Londra-Becclen, 1963.
4. Giușcă D., *Notes préliminaires sur la minéralisation des gisements de contact de Băița Bihorului*, Ac. Roum. Mém. Sect. Sci., 1941 (3) **XVI**, *6*.
5. Henriques A., *Geology and Ores of the Anneberg District (Zinkgruvan) Sweden*, Ark. för Min. Och. Geol., 1964, **IV**, *1*.
6. John C. v. u. Foullon H. B. v., *Technische Analysen und Proben aus den chemischen Laboratorium der k.k. geol. R.A.*, Jb R.A., 1893, **XLII**.
7. Miheev V. I., *Rentgenometriceskii opredeliteli mineralov*, Moscova, 1957.
8. Permingeat F., *Le gisement de Molybdène, Tungstène et Cuivre d'Azegour*, Notes et Mém., Serv. Géol. Maroc, 1957, *141*.
9. Peters K. F., *Geologische und mineralogische Studien aus der Umgebung von Rézbánya*. Sitzungs. Akad. Wien, 1861, **XLIII**.
10. Petrulian N., Steclaci Livia și Ionescu M., *Prezența rheniului în molibdenitele din R.P.R.*, St. și cerc. geol., geogr., geof., Seria geol., 1963, **8**, *4*.
11. Pošepný F., *Geologisch-montanistische Studien der Erzlagerstätten von Rézbánya*, Budapesta, 1874.
12. Ramdohr P., *Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen*, Berlin, 1960.
13. Winchell A. N. a. Winchell H., *Elements of optical Mineralogy*, partea a II-a, New York—Londra, 1956.
14. Winchell H., *The Composition und physical properties of garnet*, Amer. Min., 1958, **43**.

Institutul de geologie-geografie
al Academiei Republicii Socialiste România
și Institutul geologic al Comitetului de Stat al Geologiei

Primit în redacție la 28 aprilie 1966

STUDIUL GEOCHIMIC COMPARATIV ÎNTRE STRATELE DE BISERICANI DE PE VALEA BISTRIȚEI ȘI CELE DE PE VALEA HUMORULUI *

DE

CORNELIA BOTEZ, OR. NICHITA, L. IONESI, N. IORGA și C. CĂRUNTU

55 (05)

Luîndu-se ca bază de comparație stratele de Bisericani din regiunea tip valea Bistriței, se studiază analogiile și deosebirile chimico-mineralogice pentru sedimentele de pe Valea Humorului, socotite litologic și stratigrafic echivalente. Datele obținute justifică denumirea de strate de Bisericani și pentru sedimentele pelitice argiloase din bazinul Văii Humorului (unitatea externă).

CONSIDERAȚII GENERALE

Cercetările geochimice asupra sedimentelor din zona flișului Carpaților Orientali, inițiate de M. S a v u l, au fost orientate în prima fază, asupra unor profile mai largi. Astfel au fost efectuate unele cercetări asupra șisturilor negre (9), s-a trecut apoi la un studiu mai sistematic asupra sedimentelor paleogene în faciesul de Tarcău—Fusaru de pe valea Tarcăului (1), (10), în faciesul de Pasieczna—Kliwa de pe Valea Humorului (11), (12) și în faciesul intermediar de pe valea Moldoviței (13). În aceste lucrări s-a urmărit distribuția unor elemente-urmă în succesiunea sedimentelor pe verticală și pe tipuri de roci. De asemenea s-au pus în evidență analogiile și diferențele care există între sedimente diferite litofacial, însă sincrone. O primă sinteză asupra rezultatelor obținute a fost

* Comunicare prezentată la Sesiunea științifică a Institutului de geologie și geografie al Academiei Republicii Socialiste România, din 28—30 aprilie 1966.

St. și cerc. de geol., geof. și geogr., Seria geologie, t. 12, nr. 1 ,p. 79—96, București, 1967

făcută cu prilejul celui de-al VI-lea Congres al Asociaţiei carpato-balcanice, ţinut la Varşovia în 1963 (14).

În cadrul acestei scheme s-a trecut apoi la o nouă etapă de cercetare, mai amănunţită şi mai complexă, a unor entităţi litologice restrînse. Astfel s-a început analiza complexelor seriei şisturilor negre (strate de Audia) din regiunea Covasna (15), (3). Tot în această orientare se încadrează şi lucrarea de faţă, în care ne-am propus să facem un studiu geochimic comparativ al stratelor de Bisericani din valea Bistriţei şi Valea Humorului. Luînd ca bază de comparaţie stratele de Bisericani din regiunea tip valea Bistriţei se cercetează analogiile şi deosebirile chimico-mineralogice pentru sedimentele de pe Valea Humorului, socotite litologic şi stratigrafic echivalente.

Denumirea de strate de Bisericani a fost dată de către S. A t a n a s i u în 1921 după pîrîul Bisericani, afluent de stînga al văii Bistriţei. Litologic, ele reprezintă o serie monotonă de argile şi argile slab calcaroase, cenuşii, cenuşii-verzui, cu stratificaţie slabă, însumînd o grosime de circa 400 m. Între argile apar rare intercalaţii de gresii cenuşii, micacee, în strate de 2—10 cm. De asemenea se întîlnesc marnocalcare sideritice sub forma unor lentile sau lentile-strat. Local, cum ar fi la confluenţa pîrîului Bisericani cu valea Bistriţei, apar şi intercalaţii de conglomerate cu elemente verzi. Galeţi de roci verzi apar diseminaţi şi între argile. Stratele de Bisericani au în acoperiş gresia de Lucăceşti. În partea inferioară a stratelor de Bisericani, imediat peste calcarul de Pasieczna (= Doamna) se pune în evidenţă un pachet de argile, diferit de al stratelor de Bisericani propriu-zise, format din argile roşii, verzi şi pestriţe, cu intercalaţii de gresii cenuşii-verzui, slab silicioase, în strate centimetrice. Aceste sedimente, care însumează o grosime de circa 30 m, au fost separate ca orizont distinct, sub numele de orizontul cu argile roşii şi verzi.

Sub acest aspect se prezintă stratele de Bisericani în bazinul văii Bistriţei. Probele au fost colectate de pe pîrîul Stirbosu, afluent de dreapta al văii Bistriţa. Tectonic, regiunea se încadrează în semifereastra Bistriţei, care reprezintă autohtonul unităţii medio-marginale.

A doua regiune de colectare este situată în bazinul Văii Humorului. Probele au fost luate de pe pîrîul Larga. Stratele de Bisericani din această regiune nu diferă după aspect faţă de cele din valea Bistriţei. Şi aici predomină argilele şi argilele slab calcaroase, cenuşii, iar intercalaţiile de gresii sînt de asemenea subordonate. Totuşi, acestea din urmă se pare că au o frecvenţă ceva mai ridicată. Unele argile sînt slab gresoase, iar prezenţa oxizilor de fier le dă o tentă ruginie. Lipsesc, cel puţin în partea inferioară şi mijlocie, lentile de marnocalcare sideritice. Astfel de roci apar uneori spre partea superioară. De asemenea, în partea superioară apar şi intercalaţii de argile verzi şi verzui-albicioase. Pe ultimii 10—20 m, intercalaţiile de gresii devin mai numeroase. Grosimea stratelor de Bisericani este mai mică faţă de valea Bistriţei, fiind de circa 250 m.

În partea lor inferioară se individualizează orizontul cu argile roşii, verzi şi pestriţe, în grosime de circa 30 m. Tectonic, regiunea aparţine unui autohton dezvelit de sub încălecarea unei unităţi superioare (medio-marginală), pus în evidenţă de L. I o n e s i în 1961 (5) şi pe care autorul îl consideră identic cu cel din semifereastra Bistriţei.

DATE EXPERIMENTALE ȘI DISCUȚII

Studiul geochimic comparativ al stratelor de Bisericani din bazinul văii Bistriței, pîrîul Stirbosu și din bazinul Văii Humorului, pîrîul Larga se bazează pe analiza chimică, roentgenografică și mineralogică a acestor sedimente. În acest scop s-au ales 20 de probe, dintre cele mai caracteristice, din regiunile respective.

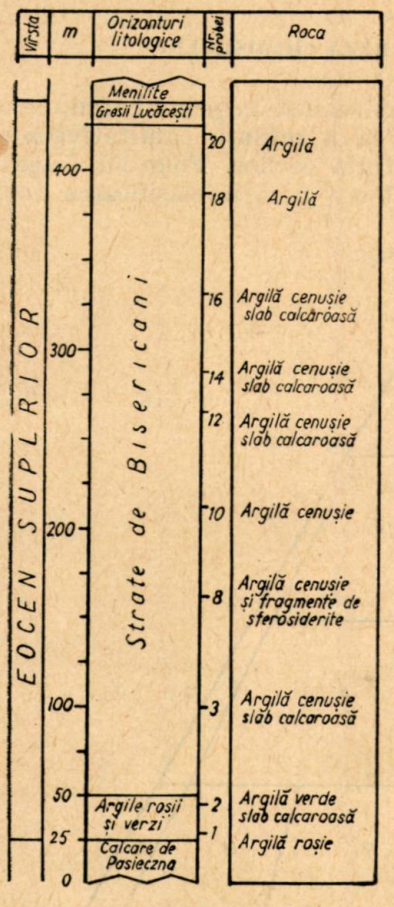


Fig. 1. — Profil geologic — valea Bistriței, pîrîul Stirbosu.

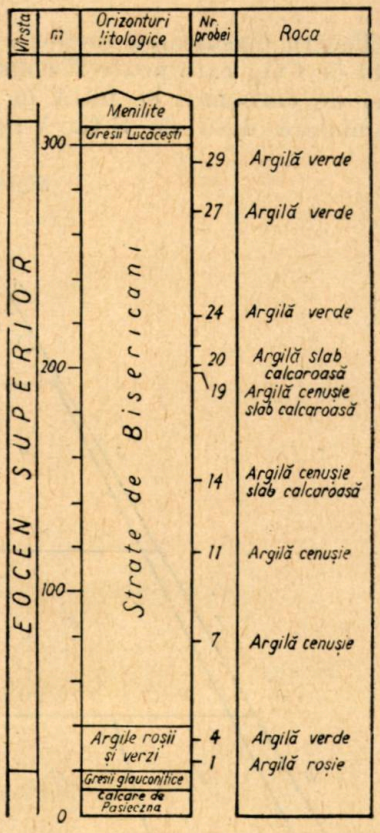


Fig. 2. — Profil geologic — Valea Humorului, pîrîul Larga.

În profile (fig. 1 și 2) s-a trecut vîrsta sedimentelor, grosimea în metri în succesiunea stratelor ce alcătuiesc profilele și orizonturile întîlnite în succesiunea normală a stratelor. În partea dreaptă a fiecărui profil s-au trecut numărul de ordine al probelor analizate corespunzătoare situației lor în profil, și natura petrografică a acestora.

Pentru a preciza chimismul sedimentelor, s-a determinat conținutul în componenți majori : SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, CaO, MgO, Na_2O, K_2O, CO_2,

H_2O^-, H_2O^+, iar pentru precizarea componenţilor mineralogici, în special argiloşi, s-a folosit analiza cu raze X.

Rezultatele analitice obţinute pentru cele două profile studiate, însoţite de numărul de ordine al probelor şi de natura rocilor, sînt consemnate în tabelele nr. 1 şi 2.

Discutarea acestor date şi interpretarea variaţiei în conţinut a unor elemente se fac în baza diagramelor construite cu aceste valori.

CLASIFICAREA ROCILOR PE BAZA CHIMISMULUI

Pentru clasificarea rocilor s-a ţinut seama, în primul rînd, de conţinutul de CO_2, care poate fi considerat ca o măsură cantitativă a proporţiei de carbonaţi ce intră în constituţia rocilor. Folosind diagrama triunghiulară dată de S.G. Vişneakov pentru clasificarea rocilor

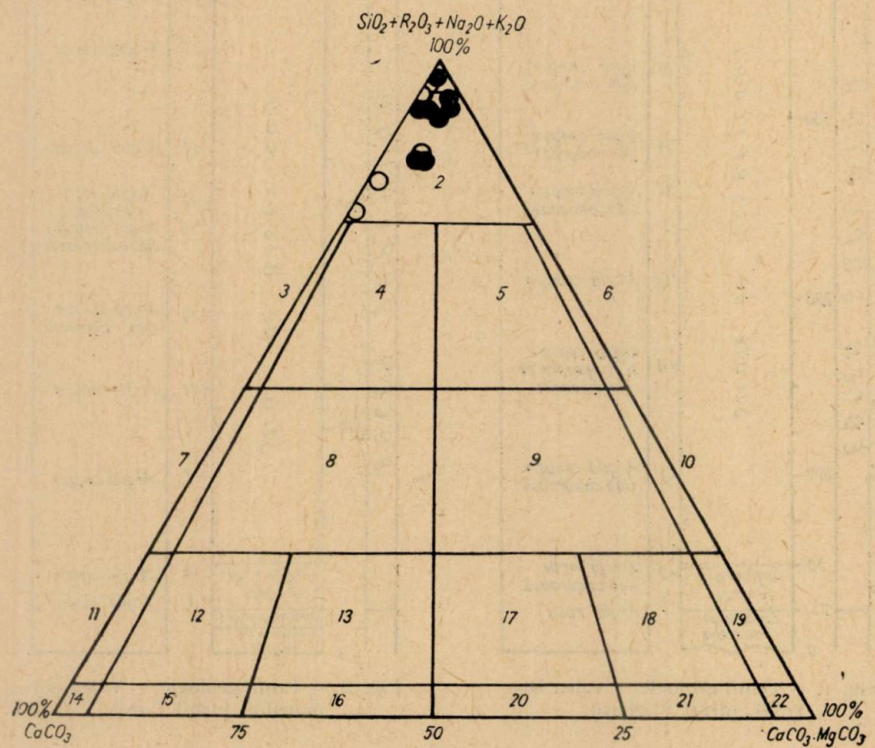


Fig. 3. — Diagrama lui S. G. Vişneakov, cu proiecţiile rocilor analizate.
● argile – valea Bistriţei; ○ argile – Valea Humorului.

argiloase carbonatate, care delimitează cîmpuri de stabilitate pentru anumite tipuri de roci, şi calculînd, pe baza conţinutului de CO_2, CaO şi MgO al rocilor, proporţia de calcar şi dolomită ce intră în compoziţia acestora, se constată din figura 3 că ele se proiectează în celula 1 cores-

Tabelul nr. 1

Chimismul stratelor de Bisericani şi al argilelor roşii şi verzi (valea Bistriţei, pîrîul Stîrbosu)

Nr. probei	Denumirea rocii	SiO_2 %	$_2O_3$ %	Fe_2O_3 %	TiO_2 %	CaO %	MgO %	Na_2O %	K_2O %	H_2O^- %	H_2O^+ %	Pierderi calcinare %	CO_2 %	Suma
20	argilă	70,15	11,45	5,70	0,22	0,93	0,27	0,36	2,58	2,37	3,15	1,84	0,61	99,63
18	argilă	65,72	10,29	5,35	0,15	1,80	0,79	0,18	2,30	2,35	4,96	4,27	2,24	100,40
16	argilă cenuşie, slab calcaroasă	63,56	11,25	8,58	0,18	2,95	0,21	0,33	2,04	2,20	3,87	1,52	2,80	99,49
14	argilă cenuşie, slab calcaroasă	64,90	11,91	5,04	0,11	4,58	0,48	0,32	2,31	2,25	3,98	0,72	3,05	99,65
12	argilă cenuşie, slab calcaroasă	61,52	12,85	4,95	0,14	5,61	0,85	0,30	2,30	2,58	3,72	0,89	3,75	99,46
10	argilă cenuşie	64,38	15,81	4,74	0,09	1,72	0,91	0,19	2,20	2,36	4,65	1,88	0,72	99,65
8	argilă cenuşie cu fragmente de sferosiderite	59,90	10,41	5,24	0,24	8,69	0,97	0,47	2,12	2,31	3,58	0,14	6,41	100,48
3	argilă cenuşie, slab calcaroasă	60,41	13,45	6,50	0,26	4,30	0,99	0,48	2,53	3,00	1,95	2,34	3,05	99,26
2	argilă verde, slab calcaroasă	58,58	12,01	4,64	0,18	8,78	1,09	0,44	2,13	2,54	3,31	1,13	5,42	100,25
1	argilă roşie	54,97	19,77	8,78	0,21	0,87	1,84	0,67	3,57	3,04	2,84	2,29	0,59	99,44

Tabelul nr. 2

Chimismul stratelor de Bisericani şi al argilelor roşii şi verzi (Valea Humorului, pîrîul Larga)

Nr. probei	Denumirea rocii	SiO_2 %	Al_2O_3 %	Fe_2O_3 %	TiO_2 %	CaO %	MgO %	Na_2O %	K_2O %	H_2O^- %	H_2O^+ %	Pierderi calcinare %	CO_2 %	Suma
29	argilă verde	59,60	16,38	8,40	0,19	1,81	0,98	0,48	3,01	2,35	1,98	2,12	2,19	99,49
27	argilă verde	58,75	15,76	8,15	0,19	2,04	1,38	0,34	2,89	3,42	3,97	1,12	1,34	99,35
24	argilă verde	62,17	16,34	7,50	0,14	0,80	1,02	0,44	2,80	3,21	3,04	2,02	urme	99,48
20	argilă slab calcaroasă	66,43	3,11	2,70	0,09	15,07	0,08	0,20	0,54	0,53	1,77	—	9,25	99,77
19	argilă cenuşie, slab calcaroasă	61,54	11,69	5,20	0,11	8,22	0,10	0,26	1,94	2,32	1,32	1,79	5,24	99,74
14	argilă cenuşie, slab calcaroasă	56,88	8,38	6,69	0,12	10,74	0,21	0,44	2,10	2,63	0,49	3,93	7,41	100,02
11	argilă cenuşie	63,97	15,42	5,90	0,10	1,41	0,99	0,35	2,44	3,41	2,77	1,84	0,69	99,29
7	argilă cenuşie	63,01	14,41	6,99	0,16	2,25	0,85	0,45	2,71	3,62	1,98	2,60	1,42	100,45
4	argilă verde	60,85	18,41	6,49	0,29	1,99	0,10	0,54	3,05	3,06	2,63	1,32	1,05	99,78
1	argilă roşie	55,67	19,70	10,19	0,28	1,64	0,80	0,55	3,65	2,95	2,83	1,78	0,80	100,84

punzător argilelor propriu-zise și în celula 2 corespunzător argilelor slab carbonatate. Argile propriu-zise sînt marea majoritate a probelor din bazinul Văii Humorului, argile slab calcaroase cele din bazinul văii Bistriței. Conținutul în carbonați al argilelor, exprimat numai în $CaCO_3$, prezintă pentru Valea Humorului frecvența cea mai mare în limitele 0—4,97%, iar pentru valea Bistriței în limitele 1,34—8,52%, după cum rezultă din tabelul nr. 3.

Tabelul nr. 3

Caracterul chimico-mineralogic al rocilor din orizontul stratelor de Bisericani și al argilelor roșii și verzi

Nr. probei	Denumirea rocii	pH-ul	$CaCO_3$ %	SiO_2/Al_2O_3 mol
	Valea Bistriței, pîrîul Stîrbosu			
20	argilă	8,55	1,38	10,4
18	argilă	8,60	5,09	10,8
16	argilă cenușie, slab calcaroasă	8,50	6,36	9,6
14	argilă cenușie, slab calcaroasă	8,45	6,93	9,2
12	argilă cenușie, slab calcaroasă	8,42	8,52	8,1
10	argilă cenușie	8,62	1,64	6,9
8	argilă cenușie cu fragmente de sferosiderite	8,66	14,57	9,7
3	argilă cenușie, slab calcaroasă	8,70	6,93	7,6
2	argilă verde, slab calcaroasă	8,70	12,32	8,3
1	argilă roșie	8,56	1,34	4,7
	Valea Humorului, pîrîul Larga			
29	argilă verde	8,17	4,97	6,2
27	argilă verde	8,34	3,04	6,3
24	argilă verde	8,40	—	6,4
20	argilă slab calcaroasă	9,02	21,02	36,7
19	argilă cenușie, slab calcaroasă	8,61	11,91	9,0
14	argilă cenușie, slab calcaroasă	8,63	16,84	11,5
11	argilă cenușie	8,12	1,57	7,0
7	argilă cenușie	8,52	3,23	7,4
4	argilă verde	7,89	2,39	5,6
1	argilă roșie	8,52	1,82	4,8

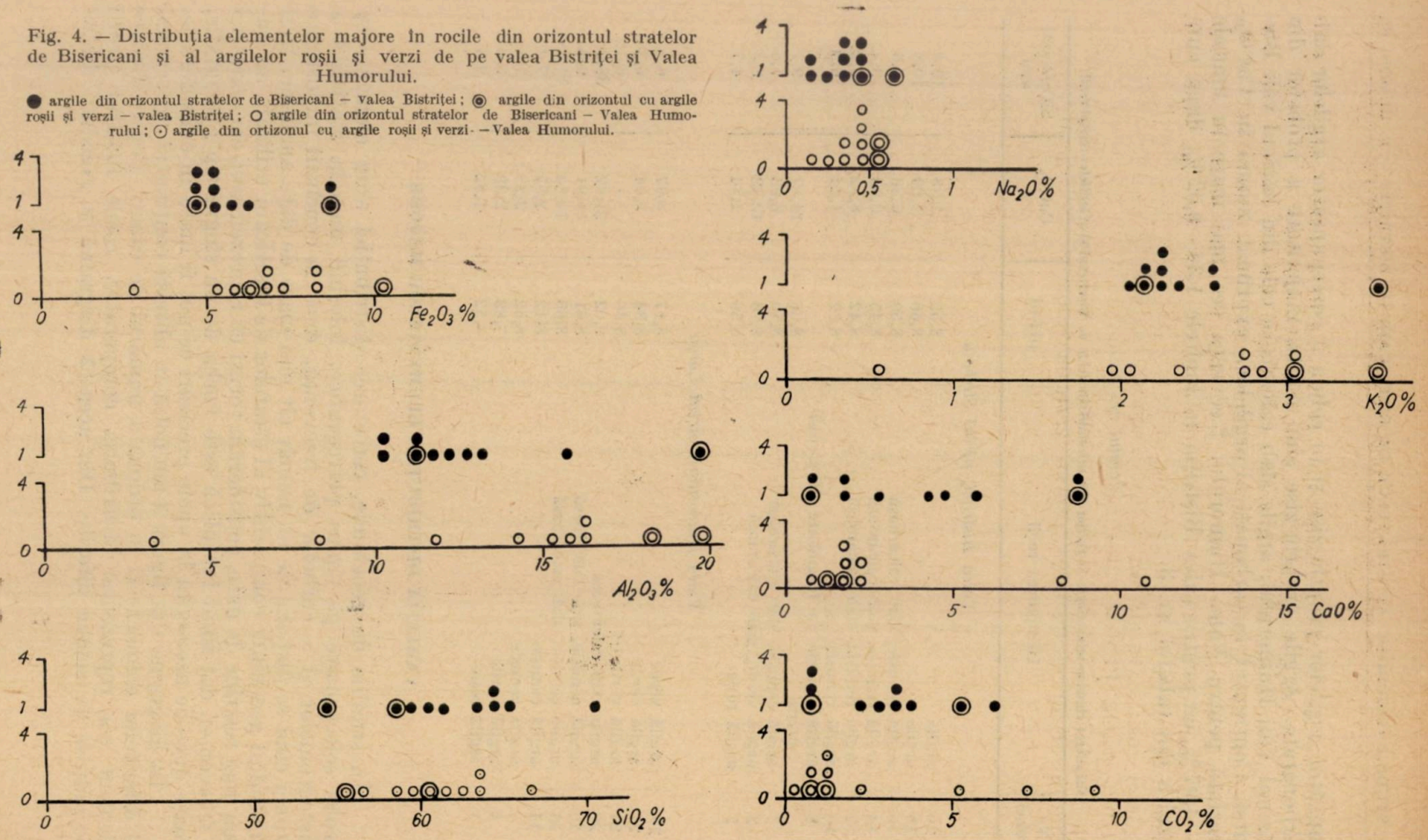
VARIAȚIA DISTRIBUȚIEI ELEMENTELOR MAJORE

În studiile de geochimie, cercetarea distribuției unor elemente în probe selecționate pe tipuri petrografice, folosind metoda statistică a histogramelor și a curbelor de frecvență, duce la concluzii importante atunci cînd se dispune de un număr cît mai mare de date analitice. Deși în studiul geochimic comparativ al stratelor de Bisericani utilizăm un număr mai restrîns de date, considerăm totuși că reprezentarea comparativă a frecvenței, dat fiind faptul că este vorba de un singur tip petrografic, poate duce de asemenea la unele precizări ce pot fi luate în considerație.

În diagrama din figura 4 am notat în abscisă conținutul procentual al diferitelor elemente și în ordonată numărul de cazuri. Pentru fiecare element s-a reprezentat distribuția comparativ, rocile fiecărui profil notîndu-se cu semne diferite. Din această diagramă se constată distri-

Fig. 4. — Distribuția elementelor majore în rocile din orizontul stratelor de Bisericani și al argilelor roșii și verzi de pe valea Bistriței și Valea Humorului.

● argile din orizontul stratelor de Bisericani — valea Bistriței; ◉ argile din orizontul cu argile roșii și verzi — valea Bistriței; ○ argile din orizontul stratelor de Bisericani — Valea Humorului; ⊙ argile din ortizonul cu argile roșii și verzi — Valea Humorului.



buții deosebite în cele două profile privind conținutul în : Al_2O_3, Fe_2O_3, K_2O, CaO și CO_2 ; coincide însă distribuția SiO_2 și Na_2O.

După cum rezultă și din diagrama lui S.G. V i ș n e a k o v, argilele din bazinul Văii Humorului sînt aproape pure. Aceasta se reflectă și în frecvența conținutului de Al_2O_3 (fig. 4). Argilele din orizontul stratelor de Bisericani de pe Valea Humorului prezintă frecvența cea mai mare a conținutului de Al_2O_3 în limitele 14,41—16,38%, iar cele din orizontul argilelor rosii și verzi, din aceeași regiune, au valorile 18,41% Al_2O_3 și 19,70% Al_2O_3. Pentru valea Bistriței se constată frecvența maximă în limitele 10,29—13,45% Al_2O_3 ; se situează în afara acestor limite argila roșie din orizontul argilelor roșii și verzi, cu valoarea 19,77% Al_2O_3.

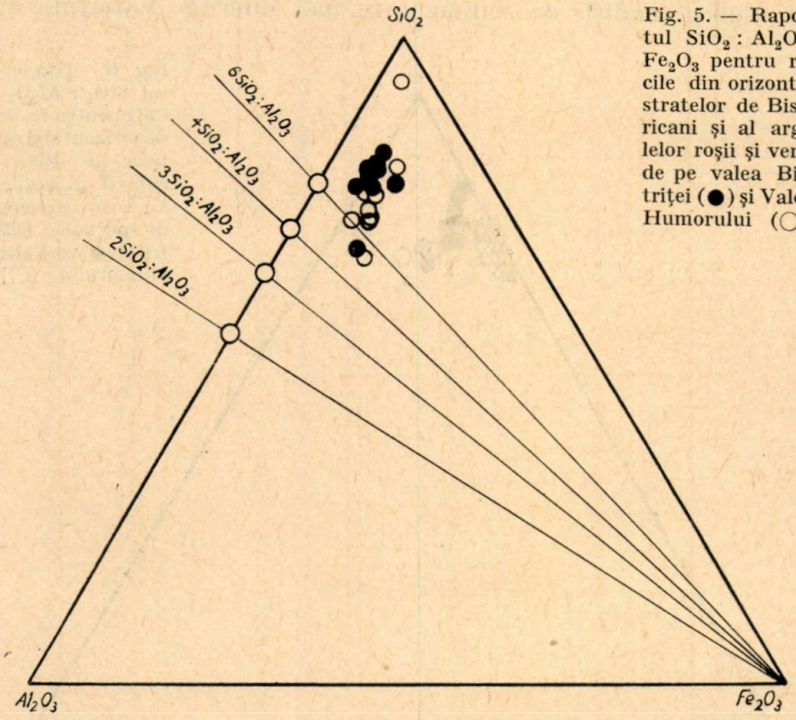


Fig. 5. — Raportul $SiO_2 : Al_2O_3 : Fe_2O_3$ pentru rocile din orizontul stratelor de Bisericani și al argilelor roșii și verzi de pe valea Bistriței (●) și Valea Humorului (○).

Această distribuție a Al_2O_3 concordă cu distribuția Fe_2O_3, deoarece fierul în aceste roci este legat de fracțiunea argiloasă în care se găsește și Al_2O_3. Maximum de frecvență a conținutului de Fe_2O_3 pentru Valea Humorului este cuprins între 5,90 și 8,40% ; argila roșie din orizontul argilelor roșii și verzi are un conținut mai ridicat : 10,19% Fe_2O_3. Pentru valea Bistriței frecvența mai mare este situată la valori mai mici : 4,64—5,70% Fe_2O_3. Apar două cazuri în afara acestor limite : argila roșie din orizontul argilelor roșii și verzi cu 8,78% Fe_2O_3 și o argilă cenușie din orizontul stratelor de Bisericani cu 8,58% Fe_2O_3.

Potasiul, care de asemenea intră în compoziția mineralelor argiloase, prezintă aceeași distribuție, majoritatea valorilor fiind cuprinse

între 2,44 şi 3,65% K_2O pentru Valea Humorului şi între 2,04 şi 2,58% K_2O pentru valea Bistriţei. Şi în cazul potasiului, conţinuturi mai ridicate apar la probele din orizontul cu argile roşii şi verzi. Se conturează deci în distribuţia Al_2O_3, Fe_2O_3 şi K_2O orizontul argilelor roşii şi verzi cu valori mai deosebite de ale stratelor de Bisericani.

Variaţia conţinutului de Al_2O_3, Fe_2O_3 şi K_2O în cele două profile studiate scoate în evidenţă caracterul ceva mai argilos al sedimentelor de pe Valea Humorului.

Distribuţia CaO şi CO_2 este concordantă în cele două profile, ambele avînd valori superioare în rocile de pe valea Bistriţei. Aceste diferenţieri în profilele analizate, caracterul predominant argilos al sedimentelor de pe Valea Humorului şi caracterul calcaros al argilelor de pe valea Bistriţei, pot indica condiţii de sedimentare mai diferite. Variaţiile au fost

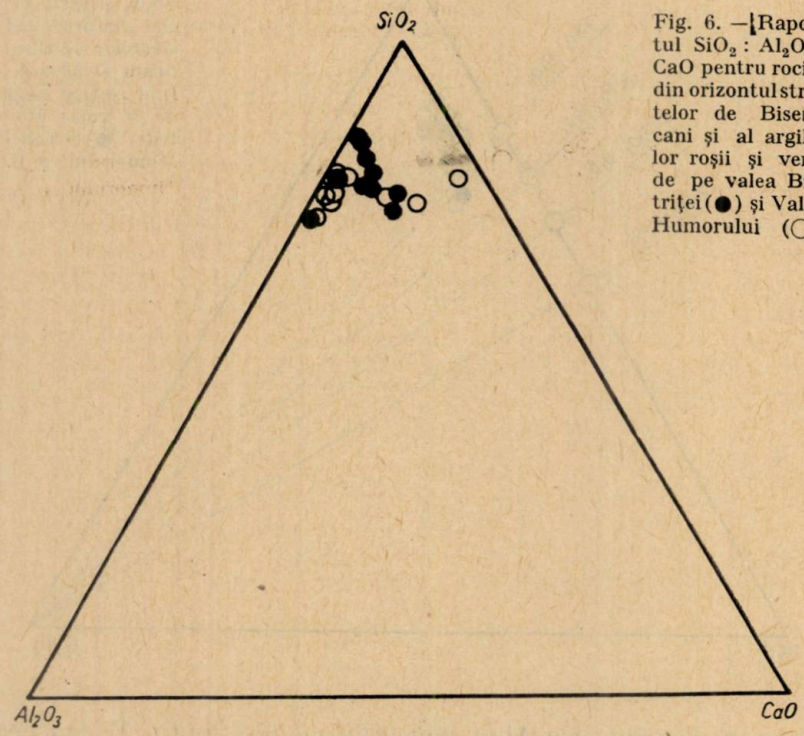


Fig. 6. — Raportul $SiO_2 : Al_2O_3 : CaO$ pentru rocile din orizontul stratelor de Bisericani şi al argilelor roşii şi verzi de pe valea Bistriţei (●) şi Valea Humorului (○).

însă atît de neînsemnate, încît nu au afectat cu nimic nici chiar pH-ul mediului de sedimentare. După cum rezultă din tabelul nr. 3, valorile pH-ului se menţin pentru ambele profile între 8 şi 9, indicînd condiţiile unui mediu marin slab alcalin.

Raportul componenţilor principali, $SiO_2 : Al_2O_3 : Fe_2O_3$ şi $SiO_2 : Al_2O_3 : CaO$, reprezentat în diagramele triunghiulare din figurile 5 şi 6, de asemenea nu indică deosebiri esenţiale. Rocile analizate se grupează în zone comune, în care abia se distinge o conturare a celor două profile. În ambele diagrame, rocile se situează mai aproape de colţul SiO_2.

MINERALELE COMPONENTE ALE FRACȚIUNII ARGILOASE

Componenții chimici principali pe baza cărora s-a discutat caracterul mai mult sau mai puțin argilos al sedimentelor au fost în special Al_2O_3 și Fe_2O_3. Distribuția SiO_2 în rocile celor două profile fiind analogă (fig. 4), nu s-au putut face nici un fel de aprecieri în acest sens. Raportul molecular $SiO_2 : Al_2O_3$ poate da însă unele indicații asupra principalelor minerale silico-aluminoase ce se pot găsi în argile. După cum este cunoscut din literatură (13), la un raport molecular de :

1 $SiO_2 : Al_2O_3$ corespunde allophanul
2 $SiO_2 : Al_2O_3$ „ caolinitul, halloysitul, pirophilitul etc.
3 $SiO_2 : Al_2O_3$ „ beidelitul
4 $SiO_2 : Al_2O_3$ „ hidromica
5 $SiO_2 : Al_2O_3$ „ montmorillonitul
6 $SiO_2 : Al_2O_3$ „ feldspatul alcalin, biotitul.

Comparînd raportul molecular $SiO_2 : Al_2O_3$ calculat pentru rocile studiate (tabelul nr. 3) cu datele din literatură, se constată valori mai ridicate ale acestuia, determinate de conținutul însemnat de SiO_2 și relativ coborît de Al_2O_3. Ca indicatori ai mineralelor argiloase pot intra în discuție numai argilele cu raportul cel mai mic, și anume cuprins între 4,7 și 7,6. În compoziția acestor argile pot să apară minerale din seriile hidromica, montmorillonit, biotit, la care se asociază silicea liberă. Valorile pH-ului, cuprinse între 8 și 9, indică condiții favorabile existenței acestor minerale (2), (17). Pentru precizarea tipului de mineral argilos conținut în probele de argile mai sus menționate, s-a utilizat analiza roentgenografică și s-au executat reacții de culoare după metoda dată de N. E. Vedeneeva și M. F. Vikulova (16).

ANALIZA ROENTGENOGRAFICĂ

S-au efectuat roentgenograme prin metoda Debye-Scherrer asupra probelor 1,3 și 10 de pe valea Bistriței și 1, 4, 7, 11, 24, 27 și 29 de pe Valea Humorului, fracțiuni argiloase cu diametrul mai mic de 0,005 mm, separate granulometric. S-a folosit un aparat de raze X, TUR-60-M, cu anticatodă de cupru, filtru de nichel timp de expunere 12 ore. Rezultatele determinărilor sînt date în tabelele nr. 4—7.

Datele referitoare la valorile intensităților liniilor și la valorile d/n obținute au fost comparate cu datele publicate de V. I. Miheev (6) și coincid cu limitele erorilor experimentale.

Din tabelul nr. 4 rezultă că în argila roșie nr. 1 de pe valea Bistriței s-au identificat : cuarțul, caolinitul, hidromica, hidrobiotitul, hidromuscovitul, ilitul, biotitul și hematitul. În proba nr. 1 de pe Valea Humorului, tot o argilă roșie (tabelul nr. 5), s-au identificat : cuarțul, caolinitul, hidromica, biotitul, muscovitul și hematitul. Deci în cele două argile roșii din profilele analizate apar aceleași asociații de minerale : cuarț, caolinit, hematit și hidromice.

Raportul molecular $SiO_2 : Al_2O_3$ al acestor roci, 4,7 și 4,8, corespunde mineralelor din seria hidromicelor. Prezența caolinitului, carac-

Tabelul nr. 4

Argila roșie nr. 1 – valea Bistriței

Nr.	I	d/n	Cuarț		Caolinit		Hidromică		Hidrobiotit		Hidromuscovit		Ilit		Biotit		Hematit	
			I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
1	4	3,049									8	3,09	5	3,09	0,5	3,02		
2	5	2,876					2	2,832	2	2,873	8	2,89	6	2,85	0,5	2,80		
3	2	2,735	2	(2,70)	2	2,748									2	2,73	2	(2,768)
4	8	2,608							10	2,596	10	2,59	10	2,56	8	2,63		
5	2	2,531	2	(2,51)			8	2,545					5	2,45	3	2,51		
6	3	2,425	5	2,45			4	2,441							6	2,44	4	(2,432)
7	5	2,337	2	2,341	9	2,331	3	2,351							1	2,31		
8	6	2,282	5	2,280	8	2,284					4	2,27			2	2,28		
9	5	2,179	1	(2,176)	3	2,182	2	(2,184)			4	2,18			4	2,175		
10	7	2,149									8	2,135	6	2,14				
11	6	2,069			1	2,057											2	(2,021)
12	5	1,991	4	(2,00)	7	1,985					10	1,994	6	1,988				
13	5	1,846					1	1,848	1	1,842								
14	7	1,812	9												2	1,81		
15	6	1,785			6	1,778												
16	9	1,716									2	1,715						
17	8	1,687			2	1,682	2	1,683									10	1,688
18	5	1,637					4	(1,638)									5	(1,633)
19	9	1,532	9	1,539	6	1,539	1	1,538	10	1,533								
20	9	1,496			9	1,486	10	1,484			8	1,505	8	1,497			9	1,483
21	9	1,416	2	(1,416)	4	1,426	2	(1,418)			2	1,416						
22	5	1,407			2	1,400			1	1,401								
23	6	1,396																
24	7	1,385	8	1,380	2	1,387					2	1,380						
25	5	1,367	9	1,372	2	1,368									4			
26	5	1,343							1	1,346			5	1,342			2	1,344
27	9	1,333			6	1,335			6	1,322	6	1,336			3	1,330		
28	9	1,315	1	1,320			2	1,321	2	1,317					3	1,313	0,5	1,307
29	5	1,277			6	1,280	5	1,282					4	1,266	2	1,275		
30	4	1,265	1	(1,269)	3	1,262												
31	5	1,254	7	1,253			3	1,259					5	1,243	2	1,255	3	1,257
32	7	1,237			4	1,233	5	1,234										
33	7	1,213			1	1,215												1,215

Tabelul nr. 5

Argila roșie nr. 1 – Valea Humorului

Nr.	I	d/n	Cuarț		Caolinit		Hidromică		Biotit		Muscovit		Hematit	
			I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
1	8	4,370			6	4,349	7	4,41						
2	1	4,113			3	4,120	1	4,08						
3	1	3,777			2	3,734	2	3,75	0,5	3,70	4	3,71		
4	3	3,391	10	3,34	4	3,365			10	3,34	9	3,342		
5	2	2,950											3	(2,98)
6	5	2,585			7	2,553					10	2,568		
7	4	2,465	5	2,45	8	2,486	4	2,441			2	2,471		
8	4	2,412												
9	3	2,316							1	2,31				
10	2	2,199			3	2,182	2	(2,184)					6	2,199
11	5	2,144												
12	4	2,000	4	2,000										
13	2	1,906							2	1,909				
14	1	1,852					1	1,848	1	1,860			2	(1,860)
15	2	1,819	9	1,813			1	1,822	2	1,810	1	(1,810)		
16	9	1,788			6	1,778								
17	8	1,748							1	1,741				
18	7	1,728									1	1,728		
19	4	1,699			1	1,704							10	1,688
20	7	1,664	5	1,668	8	1,659			6	1,672				
21	8	1,648	2	1,656							8	1,647		
22	2	1,621					1	1,612						
23	10	1,546	9	1,539			1	1,538	8	1,541				
24	8	1,501	3	1,512					1	1,501	10	1,498		
25	8	1,475			9	1,486	10	1,484	2	1,476	1	1,472		
26	7	1,442	4	1,450	4	1,449			2	1,435	2	1,448	9	1,448
27	2	1,427			4	1,426					1	1,427		
28	2	1,410	2	1,416			2	(1,418)			1	1,410		
29	5	1,384	8	1,380	2	1,387								
30	8	1,370			2	1,368			4	1,363				
31	8	1,331			6	1,335			3	1,330	5	1,335		
32	6	1,305	1	(1,304)	7	1,302			4	1,304			5	1,307
33	7	1,295	1	1,299							8	1,297		
34	8	1,267	1	1,269	3	1,262	3	1,259			4	1,272		

Tabelul nr. 6

Argila cenușie nr. 3 – valea Bistriței

Nr.	I	d/n	Cuarț		Caolinit		Hidrobiotit		Hidromuscovit		Biotit	
			I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	ı	d/n
1	9	3,366	10	3,34	4	3,365	4	3,39	10	3,34	10	3,34
2	9	2,585	2	(2,51)			10	2,596	10	2,59	8	2,63
3	1	2,290	5	2,28	8	2,284			4	2,27	1	2,31
4	3	2,150					4	2,166			4	2,175
5	6	2,061			1	2,057						
6	5	2,018					4	2,016				
7	8	1,835	1	(1,839)	4	1,835	1	1,842				
8	2	1,710			1	1,704			2	1,715	2	1,716
9	10	1,680			1	1,682						
10	5	1,614			7	1,616						
11	9	1,556									8	1,541
12	9	1,512	3	1,512			1	1,517				
13	2	1,467									0,5	1,463
14	2	1,450	4	1,450	4	1,449						
15	3	1,434			4	1,426	1	1,437			2	1,435
16	2	1,419	2	(1,416)					2	1,416		
17	10	1,387	8	1,380	2	1,387			2	1,380		
18	10	1,307	1	(1,304)	7	1,302					4	1,304
19	7	1,267	1	(1,269)	3	1,262						
20	5	1,251	7	1,253					4	1,245	2	1,255
21	7	1,230	5	1,226	4	1,233						
22	4	1,208			1	1,215						
23	6	1,199	8	1,197	4	1,198						
24	4	1,177	7	1,177								
25	3	1,163			3	1,166						
26	2	1,140	2	(1,139)								
27	3	1,105										
28	4	1,098			3	1,092						
29	5	1,087	1	1,089	3	1,080						

Tabelul nr. 7

Argila verde nr. 24 – Valea Humorului

Nr.	I	d/n	Cuarț		Caolinit		Hidromică		Hidrobiotit		Hidromuscovit		Biotit		Muscovit	
			I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
1	4	3,264			3	3,32	4	3,223					10	3,34		
2	8	2,539					8	2,545					3	2,51		
3	1	2,385			4	2,378			3	2,394	8	2,390				
4	1	2,173	1	(2,176)					4	2,166	4	2,18	4	2,175		
5	2	2,120	5	2,123									0,5	2,119	7	2,126
6	9	1,978	4	1,975	6	1,993	3	1,971			10	1,994				
7	6	1,810	9	1,813									2	1,810	1	(1,810)
8	3	1,741											1	1,741		
9	10	1,664	5	1,668	7	1,665			6	1,668			6	1,672		
10	1	1,619			4	1,619	1	1,612								
11	1	1,580			2	1,589										
12	4	1,537	9	1,539	5	1,541	1	1,538	10	1,533			8	1,541		
13	10	1,486			10	1,486	10	1,484								
14	1	1,440	4	1,450					1	1,437			2	1,435	2	1,448
15	2	1,410	2	(1,416)	1	(1,414)	2	(1,418)			2	1,416			1	1,410
16	8	1,372	8	1,380							2	1,380				
17	6	1,346			2	1,347					6	1,346				
18	2	1,334			4	1,337					6	1,336	3	1,330	5	1,335
19	7	1,297	1	(1,299)	2	1,290			2	1,298	6	1,297			8	1,297
20	2	1,262			5	1,265	3	1,259								
21	3	1,250	7	1,253	6	1,247					4	1,245	2	1,255	8	1,246
22	3	1,238			6	1,235										
23	3	1,232					5	1,234								
24	4	1,206													2	1,206
25	2	1,195	8	1,197	3	1,199									2	1,193
26	4	1,175	7	1,177			1	1,176								
27	1	1,138	2	1,139			1	1,138								
28	3	1,115	1	(1,117)	2	1,113	1	1,112							6	1,115

terizat prin raportul molecular $SiO_2 : Al_2O_3$ egal cu 2, este compensată de prezenţa cuarţului, care măreşte valoarea raportului. Importantă în cele două probe este asocierea caolinit-hematit.

Asocierea oxizilor de fier cu mineralele argiloase, în principal cu caolinit şi halloysit, sub formă de filme pe suprafaţa micelelor argiloase este principalul mijloc de transport al fierului spre locul de sedimentare. Această asociere justifică atît cantităţile mari de oxid feric din bazinele de sedimentare, cît şi conţinutul de fier al mineralelor argiloase, în care fierul este un component principal (2).

Natura mineralului argilos transportat şi relaţia sa cu oxizii de fier depind de condiţiile mediului în care s-a format. Astfel, după cum pH-ul este important deoarece influenţează asupra tipului de mineral argilos care se poate găsi în echilibru în anumite condiţii de climă, temperatură şi activitate microbiologică, tot astfel potenţialul redox este important deoarece influenţează asupra oxidului feric prezent. Deşi atît Eh-ul, cît şi pH-ul determină solubilitatea oxidului feric, importanţa pH-ului nu este atît de mare ca a potenţialului redox, deoarece apa de mare normală prezintă largi variaţii ale valorilor de pH. Dacă oxizii ferici sînt prezenţi ca minerale definite pe micelele argiloase, în mediu marin, sub condiţii oxidante cu Eh 0,1—0,3 V, rămîn ataşaţi de argile; acolo însă unde potenţialul redox este mai mic, ionii Fe^{3+} trec în Fe^{2+} şi deci în soluţie (2).

Coloraţia roşie a argilelor studiate şi prezenţa hematitului indică, prin urmare, condiţii oxidante, în care oxizii de fier s-au putut menţine ataşaţi caolinitului.

Roentgenograma obţinută pentru argila cenuşie nr. 3 din valea Bistriţei este analogă cu aceea obţinută pentru argila cenuşie nr. 7 din Valea Humorului. După cum rezultă din tabelul nr. 6, s-au identificat: cuarţul, caolinitul, hidrobiotitul, hidromuscovitul şi biotitul.

Roentgenogramele obţinute pentru argilele 24 şi 4, 11, 27, 29 din Valea Humorului sînt analoge probei 10 de pe valea Bistriţei. S-au identificat, după cum rezultă din tabelul nr. 7, următoarele minerale componente: cuarţ, caolinit, hidromică, hidrobiotit, hidromuscovit, biotit şi muscovit.

Prezenţa diferitelor minerale din seria hidromicelor indică un stadiu nu prea avansat de alterare, deci condiţii de adîncime mai mică şi totodată aportul variat în formarea acestor sedimente. Culoarea cenuşie sau verde a acestor argile arată modificarea mai ales a Eh-ului.

Cercetările experimentale de modificare a condiţiilor oxidoreducătoare, efectuate asupra caolinitului asociat cu oxizi de fier şi asupra nontronitului, în care Fe^{3+} se află în reţea, arată că oxizii ferici sub formă de hematit şi goethit sînt deplasaţi în diferite proporţii în apa de mare la Eh + 0,098 V. În aceleaşi condiţii reducătoare, nontronitul însă devine verde, deoarece o parte din Fe^{3+} din reţea trece sub formă de Fe^{2+} (2). După C. W. Tomlinson (citat după (7)), la anumite valori ale raportului Fe_2O_3/FeO, sedimentele pot avea culoarea roşie, verde sau cenuşie.

G. Milot arată că hidromicele se află, în mod constant, în sedimentele de origine marină. În sedimentele marine calcaroase, în care hidromicele predomină, se întîlnește adesea și caolinit, însă în proporție redusă. Putem explica în modul acesta și prezența caolinitului alături de mineralele din seria hidromicelor.

CONCLUZII

În urma cercetărilor efectuate se precizează chimismul și alcătuirea mineralogică a stratelor de Bisericani și a argilelor roșii și verzi din baza lor din bazinul văii Bistriței și bazinul Văii Humorului. Se constată că :

— Raportul componenților chimici principali : $SiO_2 : Al_2O_3 : Fe_2O_3$ și $SiO_2 : Al_2O_3 : CaO$ este același în ambele regiuni, atît pentru stratele de Bisericani, cît și pentru orizontul cu argile roșii și verzi.

— Distribuția elementelor majore în profilele analizate este asemănătoare cu unele variații : Al_2O_3, Fe_2O_3 și K_2O prezintă un conținut ceva mai ridicat în sedimentele de pe Valea Humorului, iar CaO și CO_2 un conținut ceva mai ridicat în sedimentele de pe valea Bistriței.

— Compoziția mineralogică, determinată roentgenografic și prin reacții de culoare, a fracțiunilor argiloase din orizontul argilelor roșii și verzi este aceeași, reprezentată prin cuarț, caolinit, hematit și hidromice.

— Compoziția mineralogică a fracțiunii argiloase a stratelor de Bisericani este de asemenea analogă, fiind reprezentată prin cuarț, caolinit, hidromice și lipsind hematitul. Se remarcă totuși prezența unui număr mai mare de minerale argiloase din grupa hidromicelor în sedimentele din Valea Humorului.

— Datele obținute justifică denumirea de strate de Bisericani și pentru sedimentele pelitice argiloase din bazinul Văii Humorului (unitatea externă).

— Se poate afirma că, după depunerea calcarelor de Doamna (Pasieczna), în aria estică a geosinclinalului flișului s-a instalat un regim de sedimentare uniform, care se extindea pe o suprafață destul de mare (cel puțin între Moldova și Bistrița) și care a dus la depunerea unor sedimente analoge.

— În prima etapă, corespunzătoare depunerii argilelor roșii și verzi, asocierea caolinit-hematit indică un mediu marin oxidant, de adîncime relativ mică, în care hematitul s-a putut menține atașat caolinitului. Caolinitul și hematitul au provenit de pe uscatul limitrof printr-o alterație lateritică sub un climat cald și umed. Prezența argilelor verzi care alternează cu cele roșii denotă succesiunea perioadelor de oxidare cu cele de reducere.

— În etapa a doua, corespunzătoare depunerii stratelor de Bisericani, se stabilesc în bazinul marin receptor condiții reducătoare, care au permis transformarea parțială a hematitei. Culoarea predominant cenușie s-ar datora unui anumit raport Fe_2O_3/FeO. Frecvența mai mare a mineralelor din grupa hidromicei, în raport cu caolinitul, presupune în același timp apariția unor schimbări și în sursa terigenă.

BIBLIOGRAFIE

1. Botez Cornelia, Jeanrenaud P., Ionesi L. şi Nacu Al., *Distribuţia geochimică a manganului, cobaltului şi nichelului în sedimentele paleogene din bazinul văii Tarcăului*, Bul. Inst. polit. Iaşi, 1963, **IX (XIII)**, *1—2*, 141—154.
2. Corroll Dorothy, *Role of clay minerals in the transportation of iron*, Geochim. et Cosmochim. Acta, 1958, **14**, 1—28.
3. Filipescu M. G., Botez Cornelia, Olaru D., Donos M. şi Donos I., *Chimismul şisturilor negre de pe valea Covasna — Complexul şistos şi complexul gresiei glauconitice silicefiate*, An. ştiinţ. Univ. Iaşi, 1966, **XII** 51—60.
4. Грим Р. Е., Минералогия глин, Moscova, 1959.
5. Ionesi L., *Geologia regiunii Gura Humorului — Poiana Micului*, An. şt. Univ. Iaşi, 1961, **VII**, *2*, 355—382.
6. Михеев В. И., *Рентгенометрический определитель минералов*, Гостехиздят по охране недр, Moscova, 1957.
7. Pettijon J. F., *Sedimentary rocks*, Harpers & Brothers, New York, 1957, ed. a 2-a.
8. Рухин Л. Б., *Основы литологии* Гостоптехиздат, Moscova, 1953.
9. Savul M. şi Botez Cornelia, *Geochimia vanadiului în R.P.R., II. Seria şisturilor negre bituminoase roce mame de petrol din Carpaţii Orientali*, Anal. Acad. R.P.R., 1950, **II**, seria A, 769—792.
10. Savul M., Botez Cornelia, Jeanrenaud P. şi Ionesi L., *Geochimia elementelor minore Cu, Zn, Pb în flişul paleogen în faciesul de Tarcău şi Fusaru, valea Tarcăului (Carpaţii Orientali)*, St. şi cerc. şt. chimie, Iaşi, 1958, **IX**, *1*, 57—82.
11. Savul M., Botez Cornelia, Ionesi L. şi Nacu Al., *Distribuţia unor elemente în depozitele senoniene, eocene şi oligocene din flişul marginal al Carpaţilor orientali din Moldova de nord—Valea Humorului*, St. şi cerc. şt. chimie, Iaşi, 1960, **XI**, *2*, 227—261.
12. Savul M., Botez Cornelia şi Nacu Al., *Cuprul, zincul şi plumbul ca elemente-urmă în rocile din zona flişului marginal din Carpaţii Orientali — Valea Humorului*, St. şi cerc. şt. chimie, Iaşi, 1961, **XII**, *1*, 69—85.
13. Savul M., Botez Cornelia, Ionesi L., Olaru Didina şi Nacu Al., *Chimismul rocilor din flişul paleogen în faciesul de tranziţie din valea Moldoviţei—Moldova de nord—pentru elementele Co, Ni, Mn, Cu, Pb, Zn*, St. şi cerc. geol., geof., geogr., Seria Geologie, 1962, **VII**, *3—4*, 513—540.
14. Savul M., Botez Cornelia, Jeanrenaud P., Ionesi L., Olaru D. şi Nacu Al., *Distribuţia cîtorva elemente minore — Zn, Co, Ni, Mn — în unele formaţiuni ale flişului extern din Carpaţii Orientali*, Comunicare prezentată la cel de-al VI-lea Congres al Asociaţiei carpato-balcanice de la Varşovia din septembrie 1963.
15. Savul M., Filipescu M. G., Olaru Didina, Donos M., Donos I. şi Botez Cornelia, *Chimismul şisturilor negre de pe valea Covasna, complexul sferosideritic*, St. şi cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, 1965, **10**, *1*, 61—78.
16. Веденеева Н. Е. и Викулова М. Ф., *Метод исследования глинистых минералов с помощью красителей и его применение в литологии*, Госгеологиздат, Moscova, 1952.
17. * * * *Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин*, Госгеотехиздат, Moscova, 1957.

Institutul de geologie-geografie
al Academiei Republicii Socialiste România,
Secţia de geochimie — Iaşi

Primit în redacţie la 28 aprilie 1966.

STUDII MICROTECTONICE ÎN ȘISTURILE CRISTALINE DIN REGIUNEA GHELAR — VADU-DOBRII (MUNȚII POIANA RUSCĂ)

DE

I. BERCIA

55 (05)

În zona centrală a Munților Poiana Ruscă, constituită predominant din șisturi cristaline epimetamorfice cu ajutorul metodelor de analiză structurală, a fost pusă în evidență existența a două generații de elemente structurale, formate în două faze tectonice principale, B_1 și B_2. Faza B_1 este sinmetamorfică și se caracterizează printr-o cutare de alunecare flexurală, iar faza B_2 este postmetamorfică și se caracterizează printr-un mecanism esențial de forfecare.

Se consideră că prezența celor două generații de elemente B_1 și B_2 constituie o caracteristică a șisturilor epimetamorfice din Carpați.

INTRODUCERE

Cercetarea structurii, uneori deosebit de complexă, a șisturilor cristaline nu poate fi concepută astăzi fără a se face apel la metodele moderne ale analizei microstructurale. Cu ajutorul acestor metode, investigația se îndreaptă spre elementele intime ale structurilor geologice, care păstrează amprenta mișcărilor, permițînd obținerea de date esențiale pentru descifrarea evoluției tectonice a unei regiuni.

Primele studii microtectonice în șisturile cristaline din țara noastră au fost întreprinse în 1958 de I. și E. Bercia, care au cercetat șisturile epimetamorfice din extremitatea estică a Munților Poiana Ruscă (regiunea Ghelar — Teliuc). Rezultatele au fost prezentate într-un studiu cu caracter experimental, în care s-a pus accentul în special pe analiza statistică, regională a fisurilor (1).

St. și cerc. de geol., geof. și geogr., Seria geologie, t. 12, nr. 1, p. 97—127, București, 1967

În lucrarea de față ne propunem să prezentăm rezultatele cercetărilor microtectonice asupra șisturilor cristaline din zona centrală a Munților Poiana Ruscă, cuprinsă între Ghelar la est, Vadu-Dobrii la vest, Sohodol și valea Runcului la nord, valea Bîlea și valea Cernei la sud. În această regiune au fost întreprinse, concomitent (în 1959), lucrări de cartare și studii stratigrafice de către O. Maier, H. Kräutner, Florentina Kräutner, M. Mureșan și Georgeta Mureșan, precum și cercetări asupra zăcămintelor de fier de către H. Kräutner și Florentina Kräutner (1964)[1].

Autorii menționați determină succesiunea stratigrafică și structura de ansamblu a șisturilor epimetamorfice, alcătuiesc prima hartă stratigrafică a regiunii, determină repartiția și modul de geneză a zăcămintelor.

Rezultatele microtectonice principale obținute în regiunea Ruda—Poiana—Crivina de către I. Bercia, E. Bercia și C. Chivu[2] au evidențiat existența în șisturile cristaline epimetamorfice și mezometamorfice din Poiana Ruscă a două generații de elemente structurale formate în două faze tectonice: B_1 și B_2. S-a arătat că faza B_1 este sinmetamorfică și se caracterizează printr-o cutare flexurală cu alunecare concentrică, iar faza B_2 este mai nouă decît B_1 și are caracter de forfecare. Faza B_2 a dat naștere clivajului de forfecare cu direcția NE, mai rar NV, de care este legată formarea unor cute de forfecare și liniații de intersecție. S-a arătat că acest clivaj de forfecare s-a format prin amplificarea planelor (hk0) ale fazei tectonice B_1.

S-a considerat că mișcările de forfecare ale fazei B_2 ar fi legate de mișcările tangențiale care, în ansamblu, au determinat și împingerea compartimentului sudic al seriei mezometamorfice peste compartimentul nordic al seriei epimetamorfice, de-a lungul dislocației directionale care separă aceste compartimente. S-a precizat că mișcările pe clivajele de forfecare ale fazei B_2 au continuat și după formarea dislocației, care reprezintă un plan de forfecare (h0l), deoarece ele afectează milonitele formate în legătură cu acest plan. S-a menționat de asemenea reluarea repetată a mișcării atît pe planele (h0l), cît și pe planele (hk0) ale tectonicii B_1.

Tot în aceste lucrări s-a emis ideea că poziția celor două tipuri de elemente structurale B_1 și B_2 reprezintă, probabil, o caracteristică generală, îndeosebi a șisturilor epimetamorfice din țara noastră.

Cercetări ulterioare întreprinse în alte regiuni ale Masivului Poiana Ruscă, ca și în diferite regiuni ale Carpaților românești, ca, de exemplu în cristalinul Carpaților Orientali și în cel al Munților Apuseni, au confirmat această ipoteză a noastră.

În lucrările ulterioare, deși se confirmă existența celor două tipuri de structuri, și în special a celor două tipuri de elemente liniare, B_1 și B_2,

---

[1] I. Bercia, E. Bercia, C. Chivu, O. Maier, H. Kräutner, Fl. Kräutner, G. Mureșan, M. Mureșan și G. Neacșu, *Cercetări geologice în regiunea Ruda—Poiana—Grivina—Bătrîna—Socet—Cerbăl (Poiana Ruscă)*, Arh. Com. Geol., 1959.

[2] I. Bercia, E. Bercia și C. Chivu, *Microtectonica regiunii Ruda—Poiana—Crivina—Sohodol.* Partea a II-a din raportul „Cercetări geologice în regiunea Ruda—Poiana—Crivina—Bătrîna—Socet—Cerbăl—Sohodol (Poiana Ruscă)", Arh. Com. Geol., 1959.

Cercetări microtectonice în zona centrală a Masivului Poiana Ruscă, Comunicare în ședința Com. Geol. din 22 aprilie 1960.

în legătură cu mecanismul de formare și vîrsta acestora au fost exprimate însă puncte de vedere diferite.

Astfel, în Masivul Poiana Ruscă, în 1960, H. Kräutner și colab. [3] (în regiunea de NE a masivului) și în același timp M. Mureșan și colab. [4] (în regiunea Poieni—Tomești—Luncani) confirmă existența fazei tectonice B_2, mai nouă decît B_1, reprezentată prin liniații și cute, formate prin alunecarea pe plane de fisuri preexistente ale tectonicii B_1. Autorii susțin că elementele structurale ale fazei B_2 au luat naștere ca rezultat al unor mișcări de ridicare.

O. Maier și colab. [5] (în regiunea Poieni—Bătrîna—Roșcani) consideră că elementele liniare B_1 și B_2 au apărut simultan (ca rezultat al unei singure faze tectonice). În același an, G. Neacșu și colab. [6] (în regiunea de NE a Masivului Poiana Ruscă) consideră faza B_1 ca o fază sinmetamorfică, iar faza B_2 ca o fază postmetamorfică, în sensul arătat de I. Bercia și colab.

H. Kräutner și Florentina Kräutner [7], cercetînd în 1962 regiunea de NE a Masivului Poiana Ruscă, pun în evidență existența unor microcute și liniații paralele sau subparalele cu axa B_1, rezultate prin intersecția foliației cu clivajul axial transformat în plan de mișcare. Prin acest mecanism, I. Bercia și colab. au explicat, în regiunea Ghelar—Poiana—Crivina, formarea „cutelor moarte" în rocile incompetente.

În legătură cu elementele liniare ale tectonicii B_2, H. și Florentina Kräutner [8] consideră, pe baza analizei geometrice în diagrame, că acestea se formează în general la intersecția foliației cu plane-ac ale tectonicii B_1, transformate în clivaje, precum și la intersecția cu plane de forfecare apropiate ca poziție de planul-ac.

M. Mureșan, în regiunea Tomești—Luncani—Gladna Română, confirmă din nou existența celor două faze tectonice, precum și faptul că B_2 este mai nou ca B_1. Autorul observă însă prezența unor elemente liniare (notate cu B_3) paralele sau subparalele cu B_1, formate prin intersecția unor plane (h0l) ale tectonicii B_1, sau a unor plane „subparalele" cu acestea, pe care mișcarea a fost reluată după faza B_2.

Într-o lucrare cu caracter general cu privire la unele elemente microtectonice de la noi din țară, M. Mureșan (5), pe baza analizei probelor din colecții, aduce argumente în favoarea ipotezei emise de I. Bercia și colab. [9], în sensul că existența celor două generații de elemente structu-

---

[3] H. Kräutner, Fl. Kräutner, M. Duțu și M. Stan, *Raport asupra lucrărilor de prospecțiuni geologice din extremitatea nord-estică a Masivului Poiana Ruscă (Vețel—Muncelul Mic—Cerbăl—Groși)*, Arh. Com. Geol., 1960.

[4] M. Mureșan, G. Mureșan, E. Bercia, F. Dumitrescu și P. Paraschivescu, *Raport asupra cercetărilor geologice în regiunea Poieni—Tomești—Luncani (Masivul Poiana Ruscă)*, Arh. Com.Geol., 1960.

[5] O. Maier, I. Solomon și G. Vasilescu, *Raport asupra prospecțiunilor geologice în regiunea Poieni—Bătrîna—Roșcani (Poiana Ruscă)*, Arh. Com. Geol., 1960.

[6] G. Neacșu, P. Zimmerman și P. Paraschivescu, *Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru minereuri de fier în partea de nord-vest a Masivului Poiana Ruscă*, Arh. Com. Geol., 1960.

[7] H. Kräutner și Fl. Kräutner, *Studii geologice în cuprinsul foii 82 Deva, Raport*, Arh. Com. Geol., 1962.

[8] *Ibidem.*

[9] Vezi notele 2 și 3.

rale formate în două faze principale, B_1 și B_2, ar constitui o caracteristică a șisturilor cristaline epimetamorfice din Carpați. Autorul remarcă existența acelorași elemente structurale și în eșantioane de șisturi mezometamorfice, ceea ce îl determină să tragă concluzia că, și pentru formațiunile mezometamorfice de la noi, prezența celor două generații de elemente structurale constituie o caracteristică. Mai departe, pe aceleași criterii, autorul extinde această concluzie pentru șisturile cristaline din Cehoslovacia, Bulgaria și Germania.

Într-o schemă a evoluției mișcărilor în șisturile cristaline, M. M u r e ș a n distinge 4 faze de mișcare : fazele I și III corespund fazelor B_1 și B_2, iar fazele II și IV reprezintă momente de reluare a mișcării pe planele (h0l). Autorul admite formarea elementelor structurale B_1 din șisturile epizonale și a elementelor B_2 în timpul cutărilor hercinice.

Din cele prezentate mai sus rezultă că cercetările microtectonice întreprinse de I. B e r c i a și colab. în 1959 și 1960 au constituit un stimulent pentru abordarea studiului microtectonic al șisturilor cristaline de la noi, și în special al celor din Munții Poiana Ruscă.

În această situație, am considerat util să reluăm studiul regiunii cuprinse între Ghelar și Vadu-Dobrii, reconsiderînd bogatul material de care dispunem în lumina noilor teorii și metode expuse în literatura de specialitate.

Regiunea este constituită predominant din șisturi epimetamorfice și, cu totul subordonat, din șisturi mezometamorfice.

Șisturile epimetamorfice sînt reprezentate, în general, prin roci metapelitice, metapsamitice (șisturi sericitoase, șisturi sericitoase cloritoase, șisturi cuarțitice sericitoase cloritoase, cuarțite) cu nivele de roci magmatogene bazice și acide (șisturi cloritoase cu albit și magnetit, șisturi cloritoase carbonatice $\pm$ biotit, porfiroide).

Șisturile mezometamorfice sînt reprezentate prin micașisturi, paragnaise și migmatite.

Cele două domenii în care apar roci cu grad de metamorfism diferit sînt delimitate printr-o puternică falie direcțională, care se poate urmări în lungul văilor Cerna și Bîlea, falie cunoscută în literatura geologică (8).

MODUL DE ABORDARE A STUDIULUI

Pentru a obține o imagine cît mai reprezentativă a repartiției și poziției elementelor structurale, am aplicat metoda statistică a diagramelor de sector. Conform acestei metode, regiunea a fost divizată într-o serie de sectoare (în număr de 15), în funcție de competența tectonică a rocilor, de poziția elementelor structurale (omogenitate), precum și de necesitățile de reprezentare. Prin centralizarea datelor obținute din cercetarea aflorimentelor și itinerarelor, pentru fiecare dintre aceste sectoare au fost construite diagrame de sector selective pentru foliații, elemente liniare, fisuri si clivaje. Dintre acestea, numai ultimele s-au pretat, datorită numărului mare de măsurători în fiecare sector, la o reprezentare sub forma diagramelor de contur.

De la această fază s-a trecut apoi, în urma determinării gradului de omogenitate, la faza de generalizare maximă, prin concentrarea datelor

tuturor sectoarelor în diagrame generale, reprezentative pentru întreaga regiune.

Prin delimitatea pe o schiță geologică a sectoarelor și prin transpunerea în cadrul acestora a diagramelor de sector, s-a obținut o cartodiagramă (fig. 1), care permite reprezentarea statistică și spațială sugestivă a tuturor elementelor structurale măsurate.

Proiecția elementelor structurale s-a făcut în sistemul Schmidt, folosind emisfera inferioară.

ANALIZA ELEMENTELOR STRUCTURALE PE BAZA OBSERVAȚIILOR DE TEREN

A. FOLIAȚIA METAMORFICĂ

Șisturile cristaline din regiune prezintă două tipuri principale de foliație : foliația de stratificație și foliația planului axial (sau axială).

1. Foliația de stratificație (S_1) reprezintă tipul cel mai frecvent întîlnit ; a apărut prin recristalizarea mineralelor în timpul metamorfismului, sub controlul planului stratificației inițiale a rocilor sedimentare. În timpul cutării și metamorfismului, acest plan a fost amplificat și accentuat. Pe teren se distinge clar prin paralelismul ei cu limitele benzilor de compoziție litologică inițială diferită (ca, de exemplu, benzi de roci carbonatice, cuarțite, roci magmatogene bazice etc.), care și-au păstrat individualitatea în timpul metamorfismului.

2. Foliația axială (S_2) apare exclusiv în rocile incompetente (șisturi grafitoase-sericitoase, sericitoase-cloritoase, uneori în șisturi verzi tufogene) și este rezultatul amplificării clivajului axial al cutelor sinmetamorfice. Se dezvoltă îndeosebi în vecinătatea domeniilor competente (sectoarele 7, 8, 9, 10 și 12). În general se observă o oscilație a poziției foliațiilor în jurul direcției EV, oscilație care este mai accentuată în sectoarele cu roci incompetente din vecinătatea faliei direcționale dintre mezozonă și epizonă (sectoarele 2, 5, 9, 11 și 14).

B. ELEMENTE LINIARE

În faza de teren au fost identificate două sisteme de elemente liniare, care se intersectează sub diferite unghiuri : un sistem mai vechi (L_1), format în timpul fazei tectonice sinmetamorfice B_1, și un sistem mai nou (L_2), care îl afectează pe primul și este format în faza tectonică B_2.

1. Elementele liniare L_1 ale fazei B_1 reprezintă sistemul principal de elemente liniare. Ele sînt produsul cutării sinmetamorfice cu alunecare flexurală, care a imprimat și morfologia structurii majore. Se disting următoarele tipuri : cute, structuri creionate („pencils"), structuri în formă de tulpini („rods"), budine și liniații, toate paralele cu axa structurală majoră B_1.

a) *Cutele* sînt în general accentuat asimetrice, cu planul axial puternic înclinat (cute drepte pînă la slab aplecate), cu vergență variabilă, predominant nordică. Excepțional se întîlnesc cute culcate sau răsturnate. Dimensiunile lor variază în funcție de competența rocilor ; în rocile competente (cuarțite, roci carbonatice), dimensiunile cutelor în aflorimente

variază între ordinul metrilor și ordinul zecilor de metri. În șisturile verzi magmatogene bazice, care ocupă o poziție intermediară între rocile competente și cele incompetente, cutele au de obicei dimensiuni de ordinul centimetrilor pînă la ordinul decimetrilor, în timp ce în rocile incompetente (șisturi sericitoase, sericito-cloritoase și grafitoase) predomină cute și microcute de dimensiuni centimetrice și milimetrice.

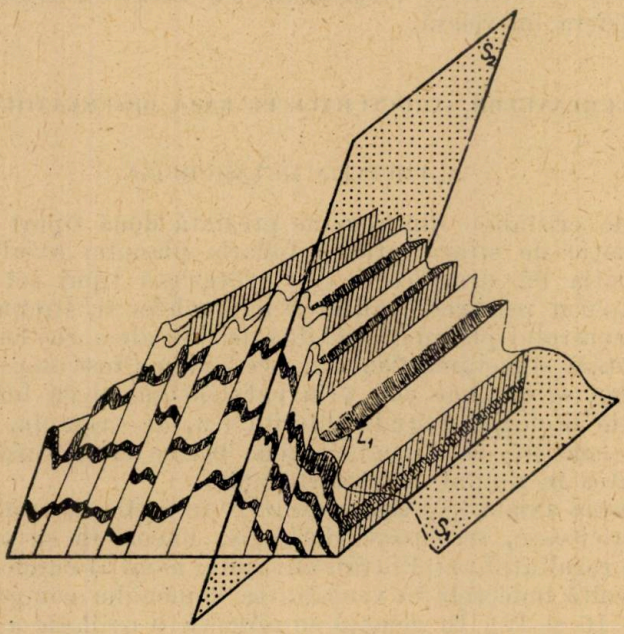


Fig. 2. — „Cute moarte" în sisturile cloritoase (valea Peștișele).
S_1 – foliația de stratificație;
S_2 – clivajul axial transformat în plan de alunecare;
L_1 – axa cutelor și liniația formată în faza B_1.

În rocile incompetente se remarcă frecvent prezența unor microcute complexe, care apar în legătură cu foliația axială. Acestea au luat naștere la început prin cutare flexurală, pînă s-a depășit limita de plasticitate, după care mișcarea pe foliația de stratificație a încetat și s-a continuat pe foliația planului axial. Acest tip de cute, cunoscute sub denumirea de „cute moarte" (O. Ampferer, 1938, fide Fairbairn W., 1954), reprezintă de fapt cute cu geneză mixtă : alunecare flexurală concentrică, urmată de alunecare pură. Mișcarea pe planul axial, reluată ulterior probabil în mai multe etape, accentuează decalajul dintre micile compartimente și complică imaginea mișcării; totuși, liniația de intersecție dintre clivajul axial de alunecare și foliația de stratificație (S_1) rămîne practic paralelă cu axa cutelor fazei B_1. Astfel de cute se pot vedea, de exemplu, în șisturile cloritoase de pe valea Peștișele (fig. 2).

b) *Structuri creionate.* În zonele situate la limita domeniilor de competență diferită (dintre rocile carbonatice și șisturi), am observat o tendință de dezvoltare neobișnuită a elementelor liniare L_1 în detrimentul foliației. Se ajunge uneori chiar pînă la „dispariția" mezoscopică a foliației; prin

lovire, roca se separă în fragmente prismatice sub formă de creioane, paralele cu axa de cutare B_1. Astfel de elemente iau naștere prin intersecția planelor din zona axei cinematice b_1. B. S a n d e r (10) a descris acest tip de structură în filonitele calcaroase din Tirol și a arătat că reprezintă „un B tectonit de rotație internă".

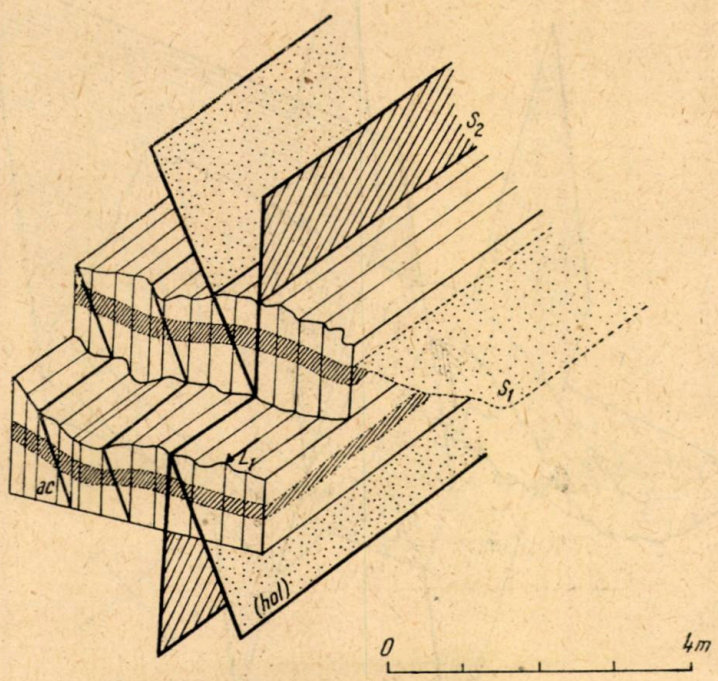


Fig. 3. — Structura creionată incipientă în cuarțite sericitice (Valea Varului, sect. 10), formată la intersecția dintre foliația de stratificație (S_1), clivajul axial (S_2) și fisurile de forfecare (h0l).

Structuri creionate au fost observate pe Valea Alunului (sect. 3), în bazinul văii Sohodol (sect. 6 și 7), pe Valea Ruginosul, Valea Varului, Valea Bisericii, Valea Foalelui și valea Runcului (sect. 10). Un exemplu de astfel de structură incipientă, în care se observă rolul planelor (h0l) (clivaje axiale, fisuri de forfecare direcționale și șistozitate de stratificație), se poate vedea în figura 3.

c) *Structuri în formă de tulpină*. Un element liniar important îl reprezintă formațiunile cilindrice constituite din cuarț, pe care le-am denumit „tulpini" (în limba engleză „rods"). Au fost întîlnite pe valea Sohodolului (sect. 6) pe Valea Bisericii și Valea Varului (sect. 10), pe Valea lui Copasc (sect. 2), pe Valea Tăii și Valea Grigului (sect. 5). Tulpinile, care au dimensiuni centimetrice și decimetrice, se localizează de obicei în zona șarnierii cutelor, unde s-au format prin migrarea sinmetamorfică (sincinematică) a cuarțului. Fenomenul este caracteristic cutării flexurale cu alunecare concentrică.

d) *Budinajul* a fost foarte rar observat în regiune. Cazuri tipice de budinaj se pot vedea în două aflorimente : pe Valea Foalelui (sect. 10) și pe afluentul drept al Văii Mari (sect. 12). Budinajele sînt constituite din

dolomit, iar materialul interbudinat din şisturi sericitice-carbonatice. Axa budinelor este paralelă cu axa B_1.

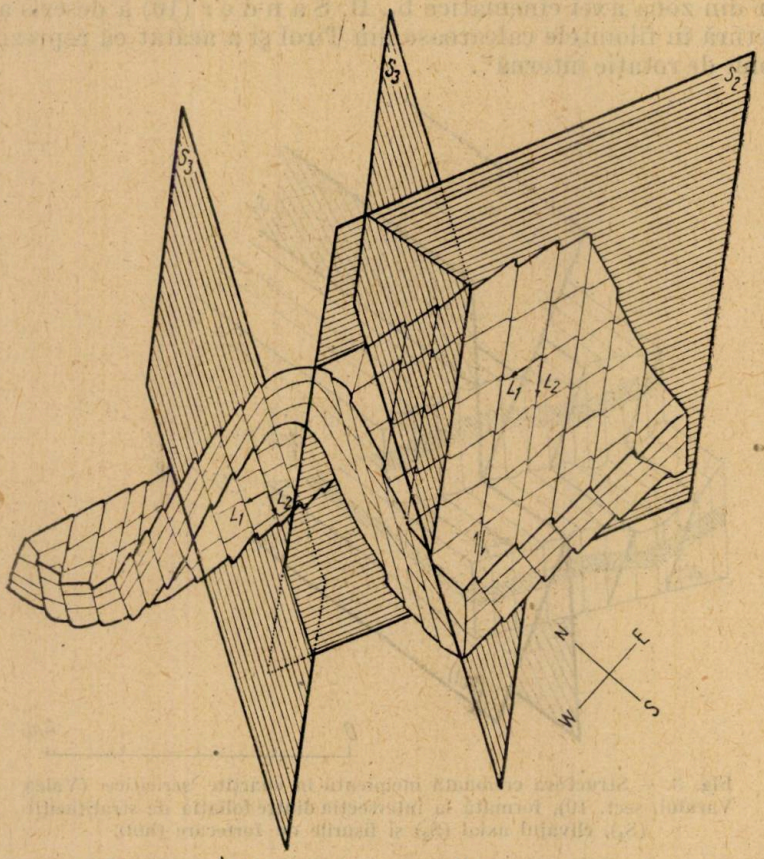


Fig. 4.— Relaţia dintre elementele liniare L_1 şi L_2 (pentru explicaţie vezi textul).

e) *Liniaţiile* fazei B_1 sînt prezente peste tot în rocile din regiune; ele apar sub formă de axe de microcute milimetrice sau sînt reprezentate prin : dispoziţia liniară a mineralelor (cuarţ, sericit, clorit, grafit, carbonaţi), intersecţia foliaţiei axiale şi a altor plane (h0l) cu foliaţia de stratificaţie, intersecţia dintre planele de forfecare (h0l) şi foliaţia axială sau dintre ele. Liniaţia este foarte deasă şi evidentă în rocile incompetente, unde abundă microcutele şi este prezentă foliaţia planului axial. În rocile competente (dolomite, calcare, cuarţite), ea este în general rară şi mai puţin evidentă.

Măsurarea elementelor liniare L_1, paralele în fiecare punct cu axa structurii majore B_1, a permis urmărirea continuă a poziţiei acestei axe.

2. Elementele liniare L_2. La o examinare mai atentă, aproape peste tot în regiune se remarcă prezenţa unui al doilea sistem de elemente liniare (L_2), care intersectează sistemul L_1 sub diferite unghiuri.

Gradul de dezvoltare a sistemului L_2 este, ca şi în cazul sistemului L_1, în funcţie de competenţa rocilor ; L_2 este cu atît mai evident, cu cît roca

este mai incompetentă. În masele de roci competente (roci carbonatice, de exemplu), L_2 este slab reprezentat, apărînd sub forma unei liniații de intersecție, fină și rară, greu sesizabilă mezoscopic. În șisturi, în schimb, L_2 apare sub formă de cute de dimensiuni centimetrice pînă la metrice, precum și sub formă de liniații de intersecție foarte dese. Deosebit de frecvent și bine dezvoltat apare sistemul L_2 în vecinătatea limitelor de competență, ca, de exemplu, la limita cu zona rocilor carbonatice și la limita dintre epizonă și mezozonă, unde se constată că tectonica B_2 se impune din ce în ce mai mult, pe măsură ce avansăm spre vest.

Relațiile dintre L_1 și L_2 pot fi observate clar în aflorimente, deoarece aceste două sisteme de elemente liniare apar frecvent împreună. După cum se poate observa în fig. 4 (care ilustrează și cazul general), sistemul L_1 este reprezentat prin cute și liniații cu înclinări spre vest, iar sistemul L_2 prin cute a căror axă face un unghi mare cu L_1. Se observă că L_2 afectează pe L_1 și că deci este mai nou decît acesta. Pe valea Bîlea și pe Valea Ohabei (în vecinătatea faliei direcționale), L_2 ajunge să mascheze aproape complet pe L_1, devenind astfel elementul liniar predominant, care determină local relieful structurii. Un asemenea caz este ilustrat în figura 5 (se observă cum liniația fină L_1 este afectată de cutele metrice ale sistemului L_2).

O caracteristică a elementelor liniare L_2 este că apar în mod constant asociate cu clivaje de forfecare cu direcția NE (mai rar NV) la intersecția acestora cu foliația. Acest clivaj (S_3) apare în cutele sistemului L_2 paralel

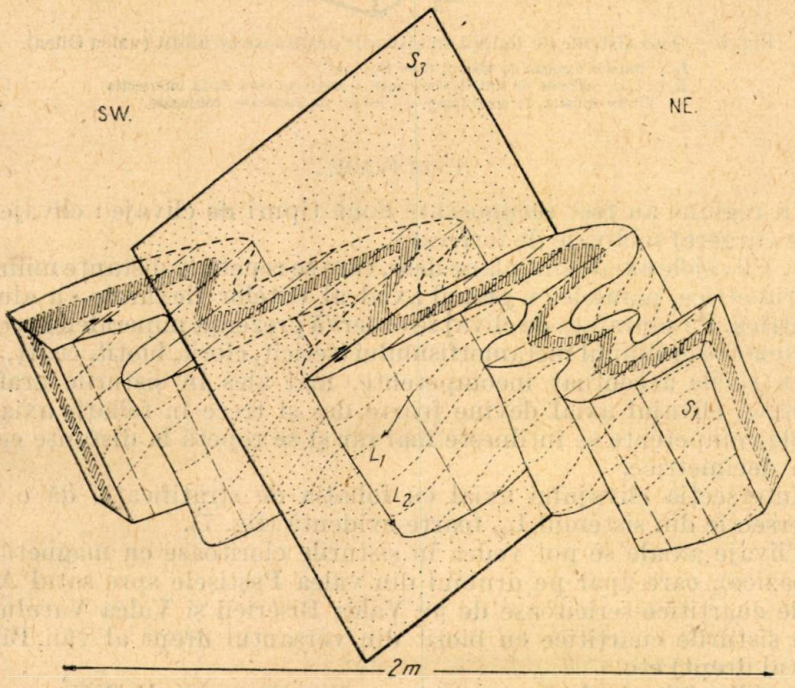


Fig. 5. — Exemplu în care cutele de forfecare (L_2) ale fazei B_2 determină local relieful structurii mezoscopice. L_1 apare sub forma unei liniații fine, afectate de L_2; S_3, clivajul de forfecare.

cu planul axial. Uneori, elementele liniare L_2 formează sisteme conjugate, încît pe suprafaţa foliaţiei se observă prezenţa a trei sisteme de elemente liniare : o liniaţie L_1, intersectată de două liniaţii conjugate, sincrone (L_2 şi L_2'), puternic înclinate, orientate NE şi, respectiv, NV (fig. 6). Liniaţiile L_2 şi L_2' sînt determinate de intersecţia clivajelor de forfecare (cu poziţia NE şi NV) cu planul foliaţiei. Foarte rar se obsearvă microcute de forfecare conjugate de tipul celor descrise de J. J. Ramsay (9) în Scoţia.

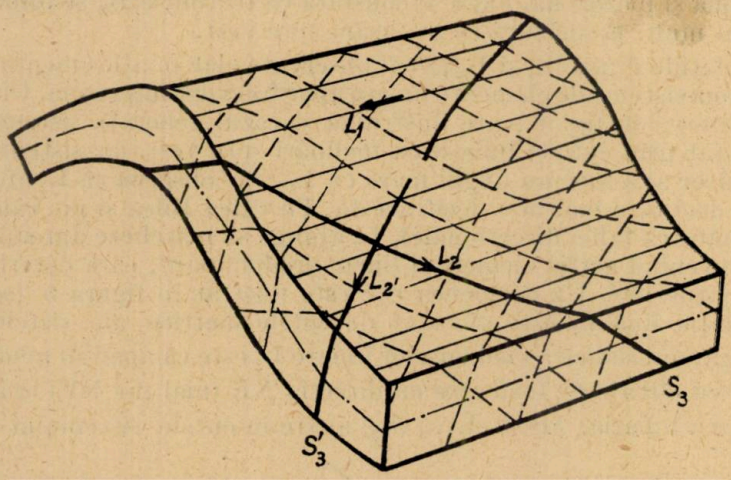


Fig. 6.— Trei sisteme de liniaţii în şisturile grafitoase cu biotit (valea Bîlea).
L_1 – liniaţie formată în timpul fazei B_1 ;
L_2 şi L_2' – sisteme de liniaţii conjugate, formate în faza B_2 la intersecţia dintre foliaţia de stratificaţie şi clivaje de forfecare, conjugate.

C. CLIVAJE

În regiune au fost recunoscute două tipuri de clivaje : clivaje axiale (sau de curgere) şi clivaje de forfecare.

1. Clivajele axiale sînt plane dese, care se repetă la distanţe milimetrice şi centrimetrice, paralele cu planul axial al cutelor flexurale cu alunecare concentrică. Pe suprafaţa de clivaj se observă prezenţa mineralelor recristalizate orientate în timpul metamorfismului (sericit, clorit, biotit, cuarţ, calcit).

În rocile accentuat incompetente, mai ales în şisturile grafitoase-sericitoase, clivajul axial devine foarte des şi trece în foliaţie axială (S_2). În rocile competente se întîlneşte mai rar şi se repetă la distanţe centimetrice şi decimetrice.

Intersecţia clivajului axial cu foliaţia de stratificaţie dă o liniaţie de intersecţie din sistemul L_1, foarte evidentă (fig. 7).

Clivaje axiale se pot vedea în şisturile cloritoase cu magnetit (tufogene bazice), care apar pe drumul din valea Peştişele spre satul Alun, în şisturile cuarţitice-sericitoase de pe Valea Bisericii şi Valea Varului (sect. 11), în şisturile cuarţitice cu biotit din versantul drept al văii Bîlea (pe afluentul drept) etc.

2. Clivajele de forfecare (S_3) au direcţia generală NE, cu variaţii între N30°E şi N60°E şi înclinări predominante spre SE, între 40 şi 90°. Morfologic, suprafaţa de forfecare apare netedă, cu urme evidente de mişcare.

Uneori, pe suprafața clivajului apar și minerale cristalizate datorită metatamorfismului dinamic (cuarț, sericit, clorit). O caracteristică a acestui clivaj este aceea că, prin intersecția lui cu foliația de stratificație și cu

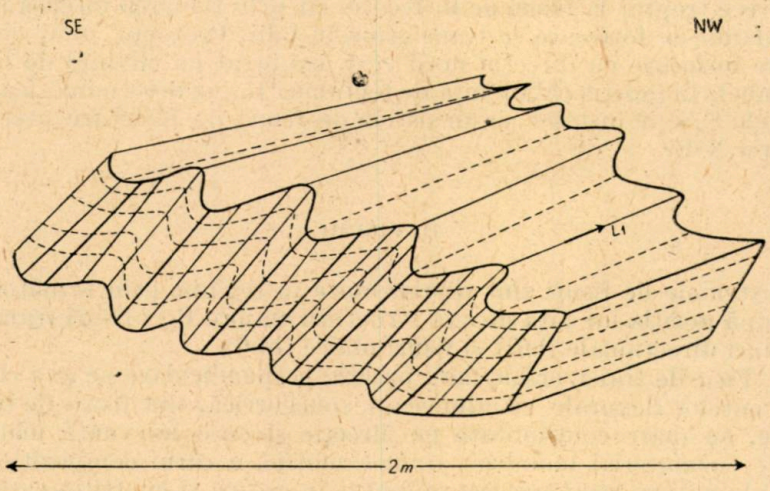


Fig. 7. — Clivajul axial și liniația (L_1) de intersecție a acestuia cu foliația de stratificație; în șisturi cuarțitice cu sericit și clorit (valea Bogdii).

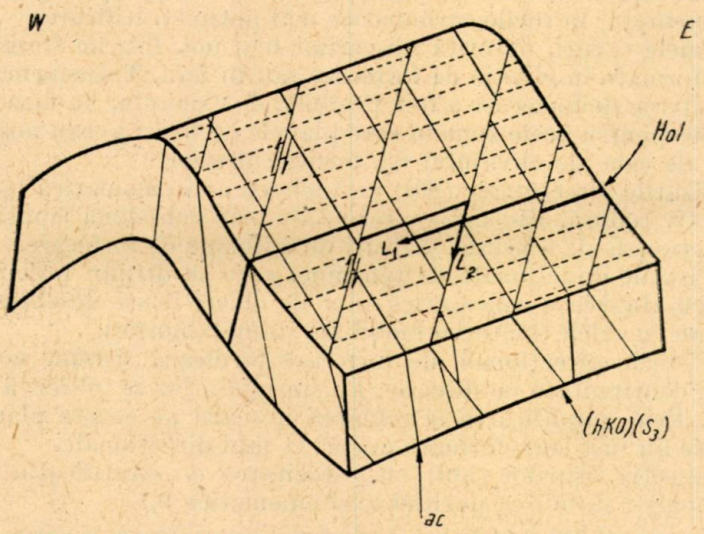


Fig. 8.— Relațiile dintre clivajele S_3 și elementele structurale ale fazei B_1. Se observă că S_3 afectează elementele liniare L_1 și sistemele de plane-ac și (h0l).

faliația axială, dă naștere elementelor liniare L_2, apărînd ca un clivaj axial al cutelor fazei B_2. Sensul relativ al mișcării pe acest clivaj este în general cel de deplasare a compartimentului vestic de la sud-vest spre nord-est (fig. 8).

Clivajul de forfecare S_3 afectează toate elementele structurale legate genetic de faza B_1 (șistozitatea de stratificație, șistozitatea axială, clivajul axial, fisurile), fiind mai nou decît acestea. Prin pierderea caracterului de clivaj trece treptat la fisuri de forfecare, iar prin reluarea intensă a mișcării pe planul de forfecare se transformă în falii. Prezența unui sistem de fisuri de forfecare cu direcția nord-vest, conjugat cu clivajul de forfecare (S_3), ambele în poziția (hk0) față de tectonica B_1, ne determină să admitem că planele S_3 s-au instalat pe un sistem de fisuri de forfecare preexistent, cu poziția N-E.

D. FISURI

Sistemele de fisuri sînt reprezentate în regiune prin următoarele tipuri (după poziția lor față de axa structurii majore B_1) : fisuri transversale (ac), fisuri direcționale (h0l) și fisuri oblice (hk0).

1. Fisurile transversale (ac), practic perpendiculare pe axa cinematică b_1 a cutelor flexurale cu alunecare concentrică, sînt fisuri de tensiune, deschise, cu mare continuitate pe direcție și cu o frecvență mare. Sînt umplute cu material mobilizat sinmetamorfic, a cărui compoziție este în funcție de natura rocii traversate (cuarț în șisturi și cuarțite, carbonat în rocile carbonatice).

Identificarea lor a permis stabilirea indirectă a poziției axei cinematice b_1, mai ales în cazurile cînd elementele liniare L_1 nu au putut fi măsurate (de exemplu în rocile carbonatice mai puțin stratificate).

În unele cazuri, datorită mișcărilor mai noi, fisurile transversale au fost transformate în clivaje de forfecare sau în falii. Transformarea fisurilor ac în clivaje de forfecare a fost posibilă, de exemplu, în faza de mișcări B_2, mai ales pentru acele zone în care planele de fisuri aveau poziții relativ apropiate de cele ale clivajului S_3, format ulterior.

2. Fisurile direcționale (h0l) paralele cu axa cinematică b_1 au o frecvență relativ redusă. Ele sînt reprezentate prin cele două tipuri genetice : fisuri direcționale de tensiune și fisuri direcționale de forfecare.

a) Fisurile direcționale de tensiune, care se dispun radiar în cutele flexurale cu alunecare concentrică, sînt de obicei fisuri deschise, umplute cu cuarț sau cu calcit (material mobilizat sinmetamorfic).

b) Fisurile direcționale de forfecare formează sisteme conjugate și au o mare continuitate pe direcție. Pe suprafața lor se observă striuri de alunecare. Prin amplificarea și reluarea mișcării pe aceste plane, fisurile de forfecare au fost transformate uneori în falii direcționale.

Intersecția fisurilor (h0l) cu șistozitatea de stratificație a putut fi utilizată pentru stabilirea poziției axei cinematice b_1.

3. Fisurile (hk0) sînt fisuri de forfecare conjugate, a căror direcție în plan face în general un unghi mai mare de 40—50° cu direcția axei b_1 ; cele două sisteme conjugate au direcția NE și, respectiv, NV. Sistemul NE a fost reluat în timpul fazei B_2 și transformat în clivaj de forfecare (S_3).

În fazele rupturale, unele plane de forfecare (hk0) au fost transformate în falii.

4. Majoritatea faliilor măsurate pe teren se instalează pe sistemele (h0l) (hk0) și (ac). Ele au apărut prin reluarea sau amplificarea mișcării pe

aceste plane. Faliile direcționale (h0l) sînt însoțite frecvent de milonite iar cele din sistemul (hk0) de breccii.

Faliile direcționale sînt frecvente în apropierea importantei dislocații direcționale dintre epizonă și mezozonă. Atît în formațiunile epizonale, cît și în cele mezozonale, aceste falii apar de multe ori ca plane de intensă laminare, paralele și subparalele cu foliația. Pe suprafața lor se observă cruste milonitice sau ultramilonitice cu striuri de alunecare (de exemplu, pe Valea Tebei). Pe Valea Grînelui, în șisturile mezometamorfice laminate din apropierea dislocației direcționale, grosimea milonitelor ajunge pînă la 50 cm. Datorită cantității importante de mișcare, se observă local transformarea milonitelor în blastomilonite prin recristalizare. Cercetarea sensului mișcării pe faliile direcționale indică reluarea mișcării în mai multe etape, în general pe direcția NS și relativ de jos în sus.

Este evident că falia direcțională dintre epizonă și mezozonă, paralel cu care se dezvoltă faliile direcționale menționate, reprezintă un imens plan de forfecare de tip (h0l), de-a lungul căruia compartimentul sudic, cu roci mezozonale din adîncime, a fost ridicat și împins de la sud spre nord, peste compartimentul nordic, în care apar la zi formațiunile epizonale.

În general, faliile (hk0) cu direcția NE și NV apar ca cele mai recente, unele afectînd limita tectonică, epizonă — mezozonă, precum și alte falii direcționale. Reluarea repetată a mișcării, atît pe faliile (h0l), cît și pe cele (hk0), oferă însă și aspecte de relații inverse.

Faliile care s-au instalat pe sistemul de fisuri de tensiune ac sînt însoțite de breccii, care ating uneori grosimi de ordinul metrilor.

Prezența lor a fost remarcată îndeosebi în rocile carbonatice competente (dolomite și calcare cristaline).

Din cercetarea complexă a faliilor (în ceea ce privește morfologia, produsele dinamice cu care sînt asociate și relațiile dintre compartimente) rezultă că marea majoritate a lor s-au format în faze de mișcări postmetamorfice (după metamorfismul regional).

ANALIZA GEOMETRICĂ ȘI STATISTICĂ A ELEMENTELOR STRUCTURALE ÎN DIAGRAME

A. ANALIZA FOLIAȚIILOR

În diagramele de sector ale foliațiilor indicate în planșe prin a, au fost proiectate nediferențiat foliația de stratificație și foliația axială. Se observă în diagrame că polii foliațiilor apar puternic dispersați. Această dispersie, care se datorește, după cum vom vedea, mișcărilor din faza B_2, se face în cadrul unui unghi ce depășește 90°. Din această cauză, în loc de un singur cerc de zonă (cerc π), care să treacă prin polii foliațiilor, există de fapt un număr foarte mare de asemenea cercuri, care acoperă un sector important din diagramă. Acest sector a fost delimitat prin trasarea pozițiilor extreme ale cercurilor π. În mod corespunzător a fost figurat și cercul de migrație al polului π.

Din examinarea diagramei generale a foliațiilor (pl. VIII, fig. 29) rezultă că relieful structurii majore este determinat de cutarea din faza

B_1. În cartodiagramă se observă că dispersia poziției foliațiilor (S_1 și S_2) este mai accentuată în partea de sud a regiunii, unde predomină rocile incompetente, și în vecinătatea faliei direcționale și mai puțin accentuată în sectoarele în care predomină rocile carbonatice competente (pl. II, fig. 15 a) (sect. 3).

B. ANALIZA ELEMENTELOR LINIARE

Examinînd diagramele de sector ale elementelor liniare, indicate în figuri cu b, precum și diagrama generală a elementelor liniare L_1 (pl. VIII, fig. 30, 31), se observă că majoritatea polilor indică înclinări predominante spre V, în medie cu 15—20°. Se remarcă o migrare accentuată a direcției polilor într-un plan orientat NS, cu înclinări de 10-20° spre V (care trece exact prin zona de maximă concetrație a polilor L_1). Oscilația polilor L_1 în acest plan se face în jurul unei poziții EV/20 V.

Diagramele elementelor liniare L_2 arată o dispersie mai accentuată a polilor, deoarece structura majoră este determinată de tectonica B_1 iar poziția elementelor L_2 depinde de poziția flancurilor cutelor B_1 (cu cît foliația structurii majore este mai înclinată, cu atît L_2 este mai înclinat și se va proiecta mai aproape de centrul diagramei).

După cum am arătat, elementele L_2 apar asociate cu clivajele S_3, orientate NE. Pentru a surprinde relațiile geometrice dintre elementele L_2, clivajele S_3 și foliații (S_1 și S_2) în fiecare sector, s-au proiectat în aceeași diagramă polii elementelor liniare, planele foliațiilor și planele de clivaj. Dintre aceste diagrame am ales pentru ilustrare diagramele sectoarelor 6, 7, 10 și 12 (fig. 9—12). Se observă că elementele liniare L_2 apar la intersecția dintre planul clivajului de forfecare S_3 și foliație, dispunîndu-se după un cerc mare, ce coincide cu zona de proiecție a planelor clivajului S_3. Această relație se poate observa în toate diagramele de sector și generale, în care, pe lîngă polii elementelor liniare, s-au mai proiectat : planul în care se produce migrația polilor L_1, maximele polilor clivajului S_3 (transpuse din diagrama fisurilor și clivajelor) și zona de proiecție a planelor S_3 (fig. 13—31). Este evident că zona de proiecție a elementelor L_2 coincide cu zona de proiecție a planelor S_3, ceea ce confirmă observația de teren că elementele L_2 sînt legate genetic de planele de forfecare S_3.

Analiza datelor structurale în diagrame permite să se obțină informații importante în legătură cu mecanismul de formare a elementelor liniare, în general, și a cutelor, în special. Problema nu se pune atît pentru cutele fazei B_1, care prezintă toate caracterele unor cute flexurale de alunecare, cît pentru cutele fazei B_2, al căror mecanism nu se poate determina numai cu ajutorul metodelor de teren. Prezența elementelor liniare L_2 la intersecția dintre clivajul de forfecare și foliație constituie un indiciu că la formarea acestor elemente au contribuit mișcări de forfecare, dar nu permite să se precizeze în ce măsură forfecarea este mecanismul esențial al fazei tectonice B_2 sau interesează numai o anumită etapă a acesteia. Cu privire la această problemă, F. J. Turner și L. E. Weiss (12) au arătat că, în cazul a două cutări suprapuse, elementele liniare ale primei cutări pot fi dispersate în timpul celei de-a doua fie după un cerc mic, fie după un cerc mare al rețelei de proiecție. În primul caz, cutarea a doua a apărut printr-un mecanism

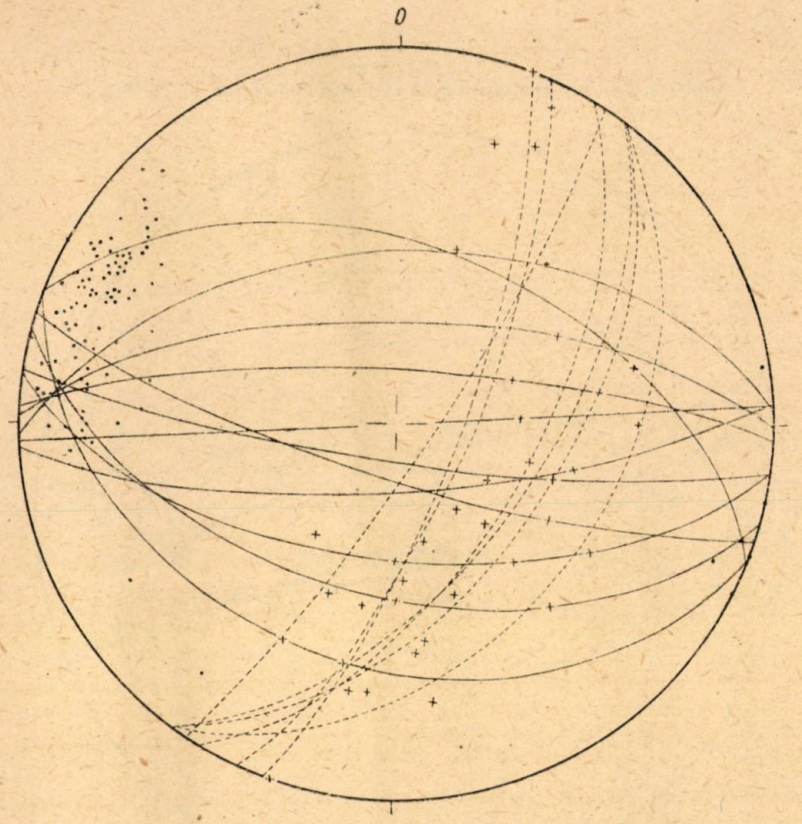


Fig. 9. — Diagramă colectivă în sectorul 6.

/ foliații,
// clivajul de forfecare S_3;
• elemente liniare L_1;
+ elemente liniare L_2

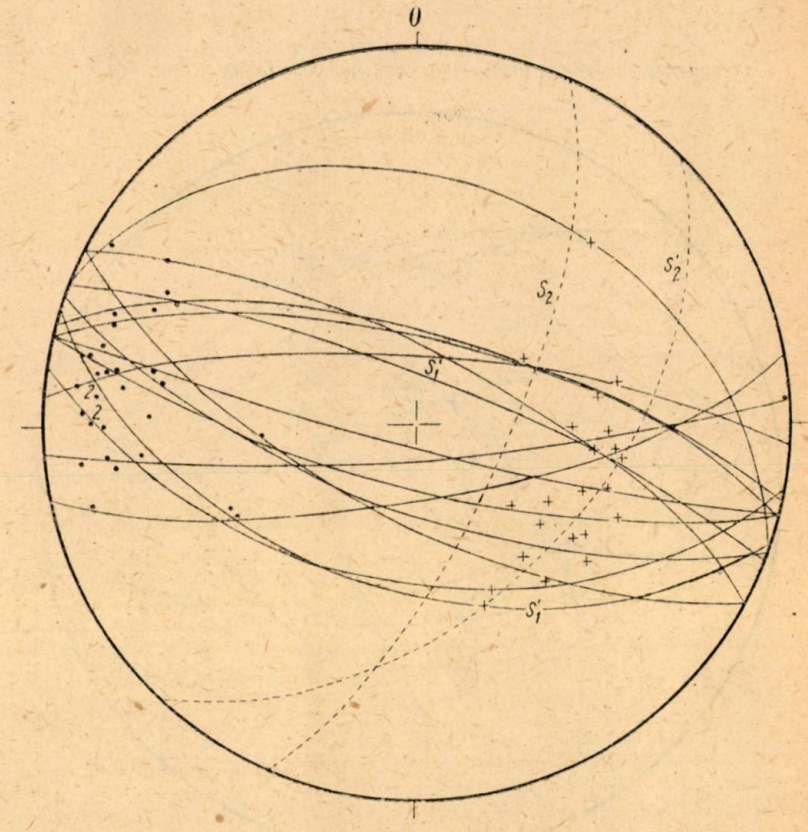


Fig. 10. — Diagrama colectivă în sectorul 7 (aceeași legendă ca la fig. 9).

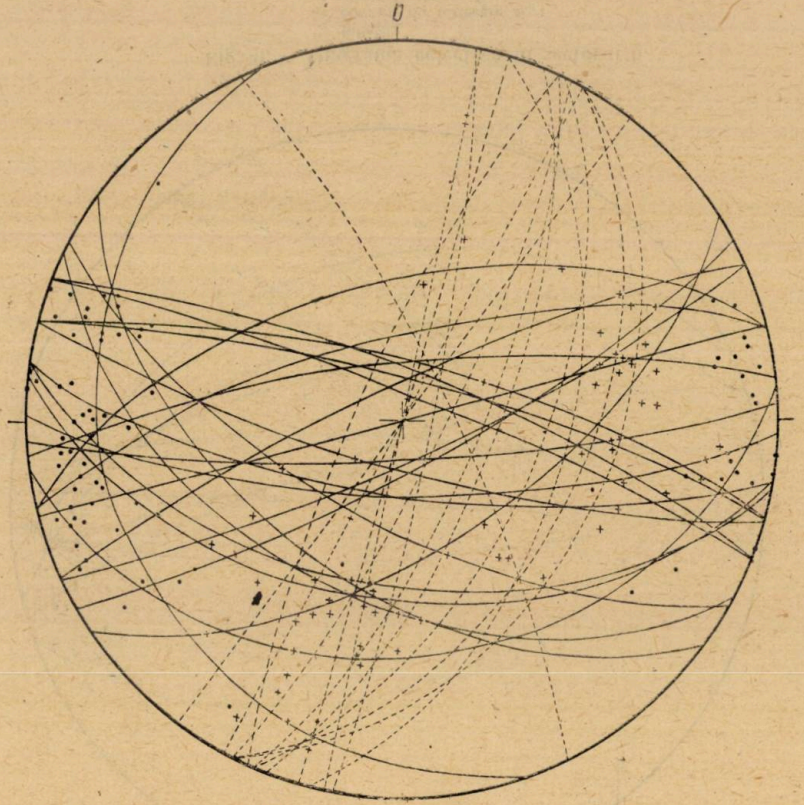


Fig. 11. — Diagrama colectivă a sectorului 10 (aceeași legendă ca la fig. 9).

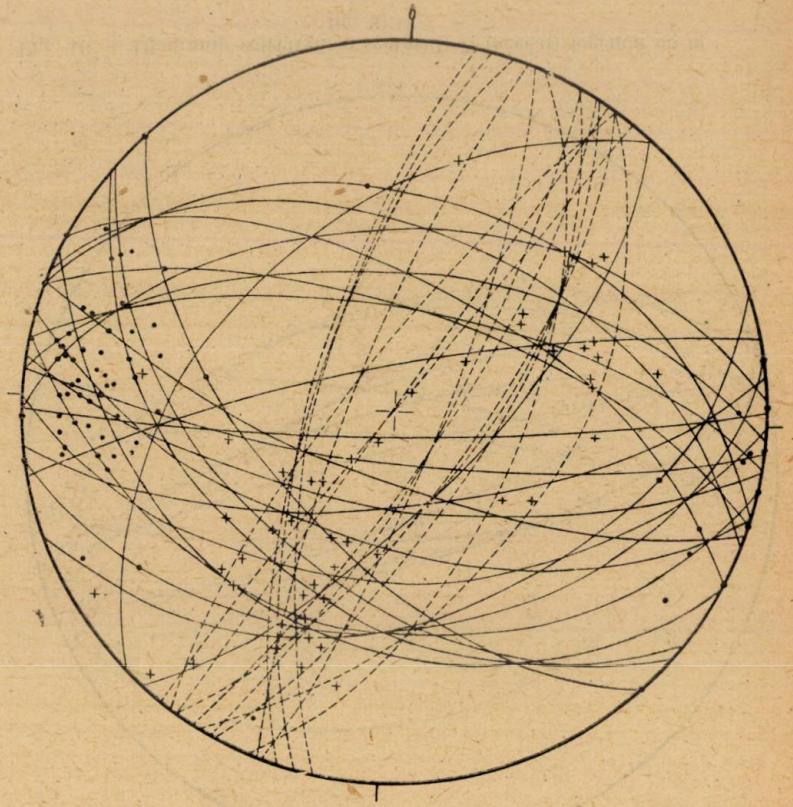


Fig. 12. — Diagrama colectivă în sectorul 12 (aceeași legendă ca la fig. 9).

flexural de alunecare concentrică, în cel de-al doilea caz printr-un mecanism de forfecare. După cum s-a arătat, elementele liniare L_1 ale primei cutări (B_1) apar, în diagrame, distribuite după un cerc mare cu direcția aproximativ NS și cu înclinări de 15—20° spre vest (pl. VIII, fig. 30). Rezultă de aici că mecanismul tectonicii B_2, care a afectat șisturile cristaline din această regiune, este, în esență, un mecanism de forfecare.

Tot în diagrame se observă că, o dată cu migrarea polilor elementelor liniare L_1, se produce și o migrare corespunzătoare a polilor foliațiilor (S_1 și S_2), respectiv a cercului π și a polului π, precum și a polilor fisurilor-ac. Oscilația aceasta ajunge uneori pînă la 90°. Comparînd diagramele foliațiilor cu cele ale elementelor liniare, se observă clar că migrația polului π coincide cu cercul de migrație L_1. Toate acestea indică sincronismul elementelor structurale ale fazei B_1.

Dacă încercăm să aducem, prin rabatere, aceste elemente în poziția lor inițială (dinainte de faza B_2), găsim pentru elementele liniare L_1 poziția aproximativ EV cu înclinări de 15—20° V, pentru polii fisurilor-ac aproximativ aceeași poziție, iar pentru polii foliațiilor un cerc π cu poziția aproximativ NS.

C. ANALIZA CLIVAJELOR ȘI A FISURILOR

Clivajele au fost proiectate împreună cu fisurile în diagrame de contur pentru fisuri și clivaje, indicate în planșe cu c. Maximele sistemelor au fost notate în diagrame prin cifre romane, după cum urmează : I pentru planele transversale ac, II pentru planele (h0l), III și IV pentru maximele planelor (hk0). Maximul IV include și clivajele de forfecare S_3 cu poziția NE.

În diagrame se observă că sistemele cu frecvența cea mai mare sînt I (ac) și IV (hk0). Maximele polilor fisurilor-ac apar mult alungite din cauza împrăștierii accentuate, determinată de mișcările din faza B_2. Sistemul (h0l) este comparativ mai slab reprezentat. El apare mai clar îndeosebi în rocile competente, de exemplu în sectorul 3, unde predomină rocile carbonatice. Diagrama acestui sector prezintă o centură (h0l) evidentă. Acest fapt se explică datorită influenței reduse pe care mișcările din faza B_2 au exercitat-o asupra rocilor competente ; în acest caz, ele nu au reușit să modifice esențial poziția planelor (h0l), ca și în cazul foliațiilor (care sînt tot plane în zona axei B). În diagramele sectoarelor cu roci incompetente, maximele (h0l) au fost, în schimb puternic deranjate, din care cauză se recunosc mult mai greu, iar centura lor devine flnă. Și în acest caz se observă o comportare similară cu a polilor foliațiilor.

D. DETERMINAREA POZIȚIEI AXELOR CINEMATICE

Cutarea fazei B_1 fiind o cutare flexurală cu alunecare concentrică, axa cinematică B_1 a acesteia este paralelă cu elementele liniare L_1. Ținînd seama că poziția inițială a elementelor L_1 este, după cum s-a arătat mai sus, aproximativ EV, cu înclinări de 15—25° V, rezultă că în faza B_1 forțele tangențiale au acționat aproximativ pe direcția NS.

Pentru localizarea axelor cinematice ale fazei B_2, în care au predominat fenomenele de forfecare, problema este mai complexă, deoarece axa

cinematică b_2 nu este paralelă cu elementele liniare L_2. În conformitate cu metoda propusă de F.J. Turner și L.E. Weiss (12), pentru găsirea axelor cinematice ale unei cutări de forfecare suprapuse peste o cutare flexurală cu alunecare concentrică, axa cinematică a_2 (care reprezintă direcția mișcării pe planele de forfecare) se determină în proiecție prin intersecția cercului de migrație al elementelor liniare L_1 cu planul clivajului de forfecare S_3; axa cinematică b_2 se va găsi în planul S_3 la 90°de a_2, iar axa c_2 va fi normală la planul a_2 b_2 = S_3.

Deoarece clivajele de forfecare S_3 prezintă în general două maxime, care indică statistic două serii de plane de forfecare apropiate ca direcție, precum și datorită faptului că fiecare dintre aceste serii conține plane conjugate cu înclinări diferite, intersecția lor cu cercul L_1 se face, evident, în mai multe puncte, de-a lungul unui segment al acestui cerc. Considerînd poziția medie în cadrul acestui segment, axa a_2 apare localizată foarte aproape

PLANȘA I

Fig. 13. — Elemente structurale din sectorul 1 (văile Tăului, Grînelui, Bodeasa.

a) diagrama foliațiilor; 100 de măsurători;
b) diagrama elementelor liniare; 52 de măsurători;
c) diagrama fisurilor și clivajelor; 85 de măsurători.
Contururi: 1–2–3–4–5–6–7–8–9–10%.

Fig. 14. — Elemente structurale din sectorul 2 (Valea lui Copasc, Valea cu Apă)

a) diagrama foliațiilor; 128 de măsurători;
b) diagrama elementelor liniare; 109 măsurători (57 L_1,52 L_2);
c) diagrama fisurilor și clivajelor; 150 de măsurători.
Contururi: 0,7–1,4–2,1–2,8–3,5–4,2–4,9–5,6%.

Legendă:

— pentru diagramele foliațiilor (a):

• polii foliațiilor;
/ poziții extreme ale cercului π;
○ poziții extreme ale polului π;
⁄ planul în care se produce migrația polului (hașuri orizontale: zona de dispersie a polilor foliațiilor și de migrare a cercului π).

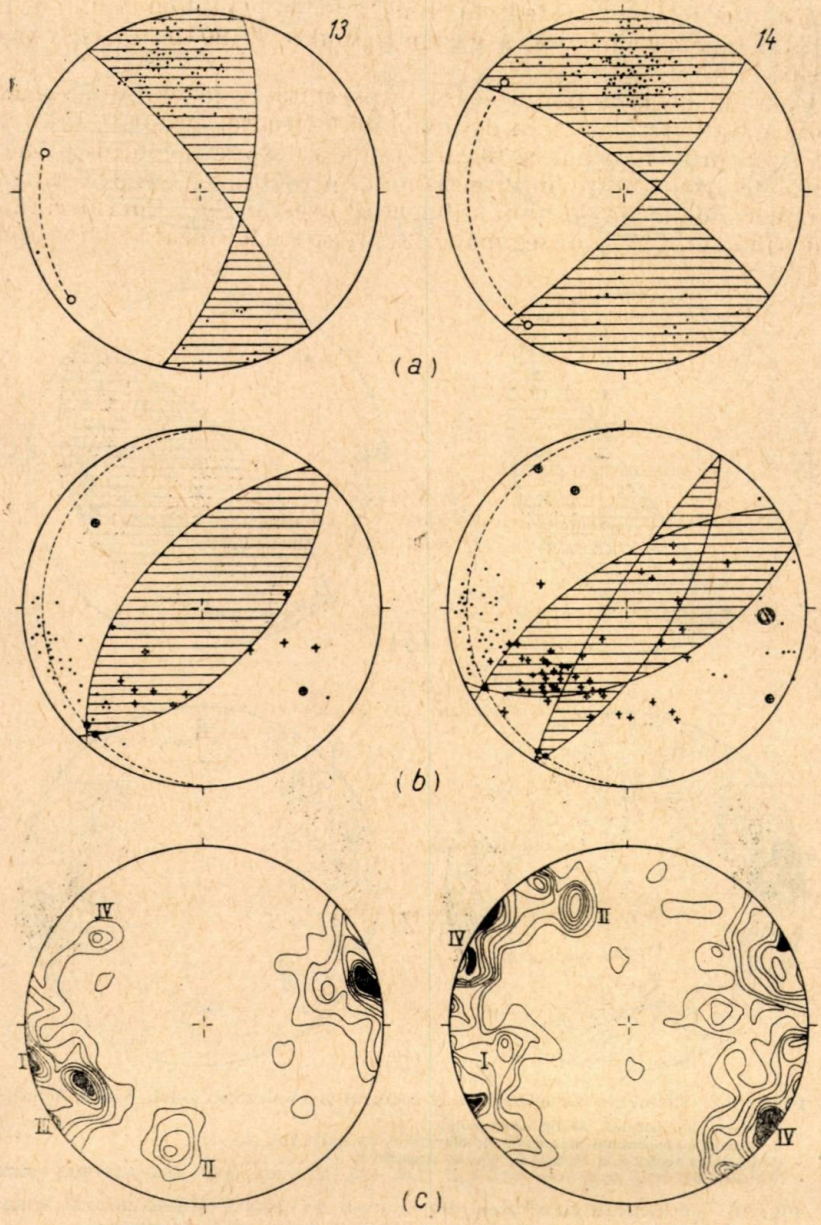
— pentru diagramele elementelor liniare (b):

• polii elementelor liniare L_1;
+ polii elementelor liniare L_2;
⁄ planul în care se produce migrația polilor L_1;
⊗ maximele clivajului de forfecare S_3 (hașuri orizontale: zona de proiecție a planelor clivajului S_3);
⊙ axa cinematică a_2 a cutării de forfecare B_2.

— pentru diagramele de fisuri și clivaje (c):

I – maxim al planelor-ac;
II – maxim al planelor (h0l);
III – maxim al planelor (hK0) NW;
IV – maxim al planelor (hK0) NE (inclusiv S_3). (legenda valabilă pentru pl. I–VIII).

PLANȘA I



PLANȘA II

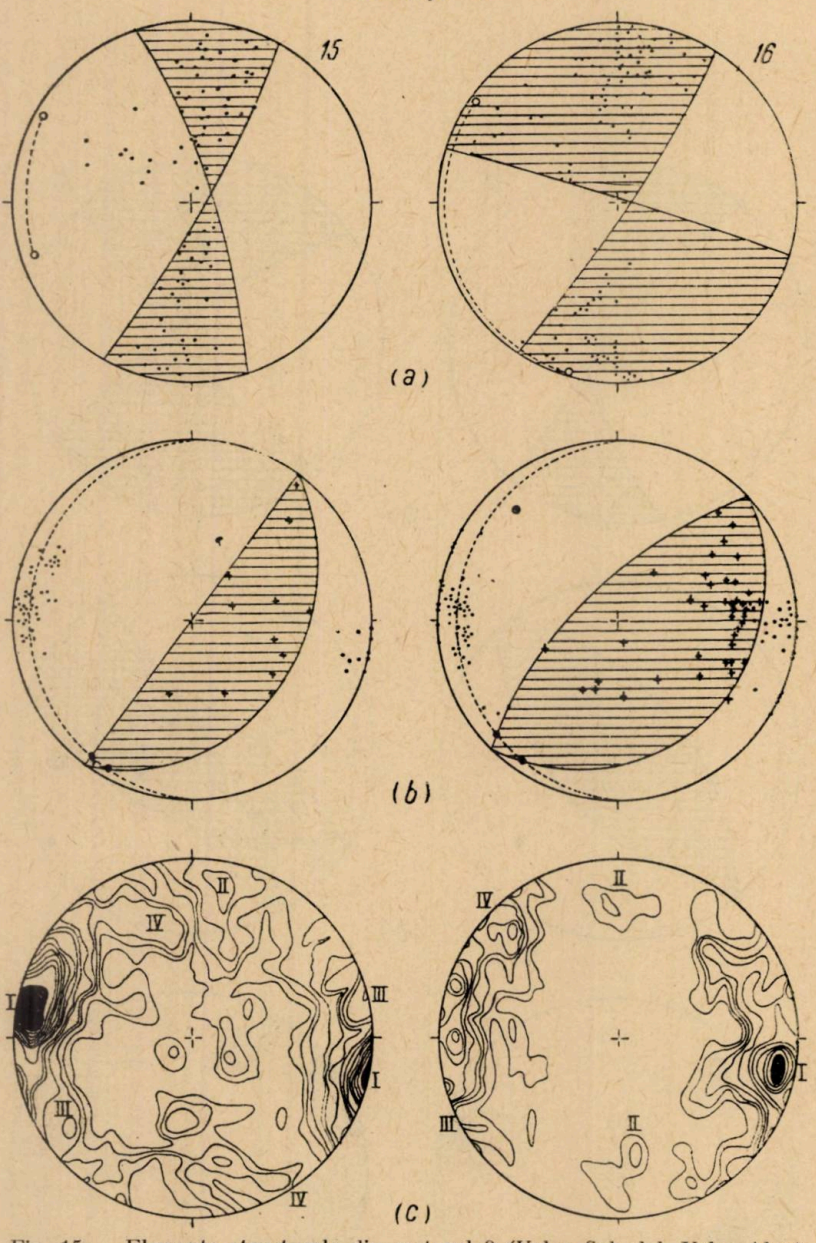


Fig. 15. — Elemente structurale din sectorul 3 (Valea Sohodol, Valea Alun).

a) diagrama foliațiilor; 87 de măsurători;
b) diagrama elementelor liniare; 69 de măsurători (56 L_1, 13 L_2);
c) diagrama fisurilor și clivajelor; 600 de măsurători.
Contururi: 0,15 – 0,30 – 0,45 – 0,75 – 1,35 – 1,95 – 2,55 – 3,15 – 3,75 – 4,35 – 4,95 – 5,55 – 6,15 – >6,75%

Fig. 16. — Elemente structurale din sectorul 4 (Valea Peștișele, afluent stîng al văii Peștișele, afluent drept al Văii Alun, valea Retișoara).

a) diagrama foliațiilor; 127 de măsurători;
b) diagrama elementelor liniare; 123 de măsurători (83 L_1; 40 L_2);
c) Diagrama fisurilor și clivajelor; 183 de măsurători.
Contururi: 0,5 – 1 – 1,5 – 2 – 3 – 4 – 5 – 6 – 7 – 8 – > 9%.

PLANȘA III

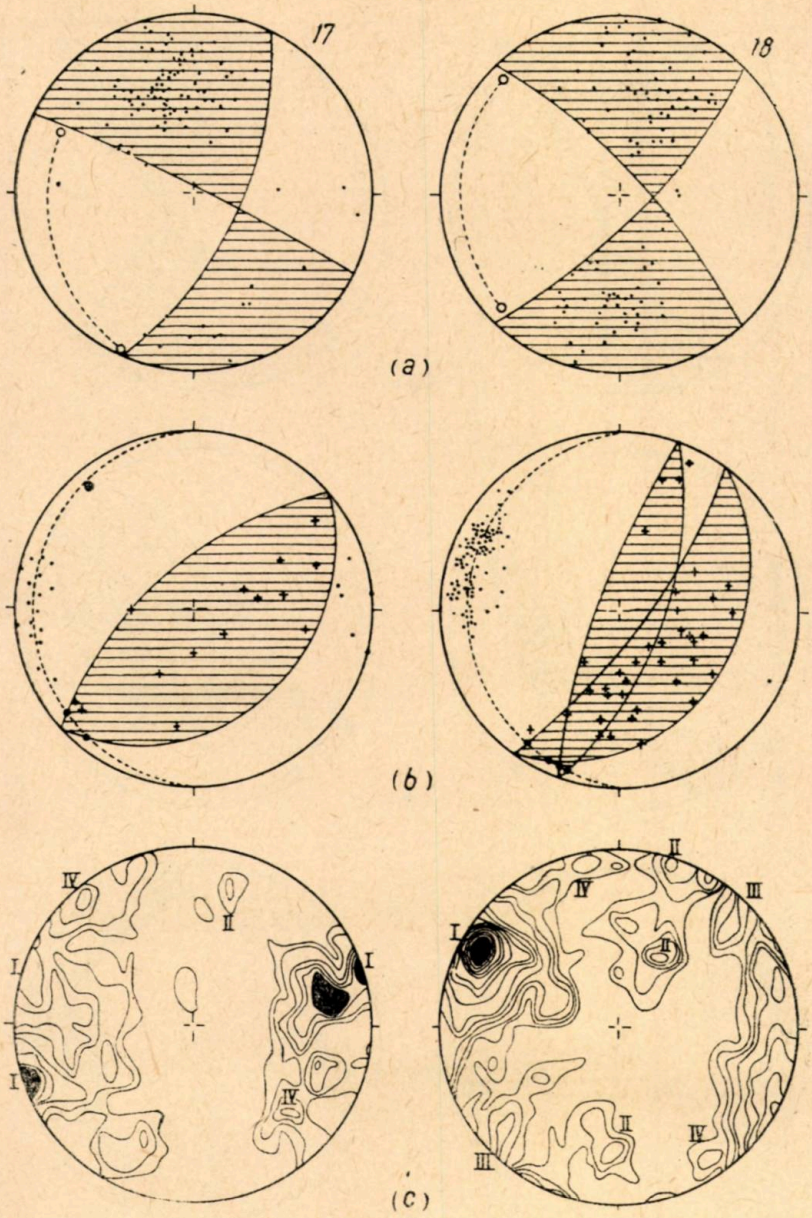


Fig. 17. — Elemente structurale din sectorul 5 (afluent sting al Văii Ohaba, Valea Tăii, drumul Poienița Voinii).

a) diagrama foliațiilor; 112 măsurători;
b) diagrama elementelor liniare; 36 de măsurători (22 L_1; 14 L_2);
c) diagrama fisurilor și clivajelor; 183 de măsurători.
Contururi: 0,5 — 1 — 2 — 3 — 4 — > 5%.

Fig. 18. — Elemente structurale din sectorul 6 (bazinul văii Sohodol, Valea Vălarului).

a) diagrama foliațiilor; 100 de măsurători;
b) diagrama elementelor liniare; 140 de măsurători (101 L_1; 39 L_2);
c) diagrama fisurilor și clivajelor; 384 de măsurători.
Contururi: 0,3 — 0,6 — 0,9 — 1,2 — 1,4 — 3,6 — 4,8 — 6 — 7,2 — 8,4 — 9,6 — 10,8 — 12 — > 13,2%.

PLANȘA IV

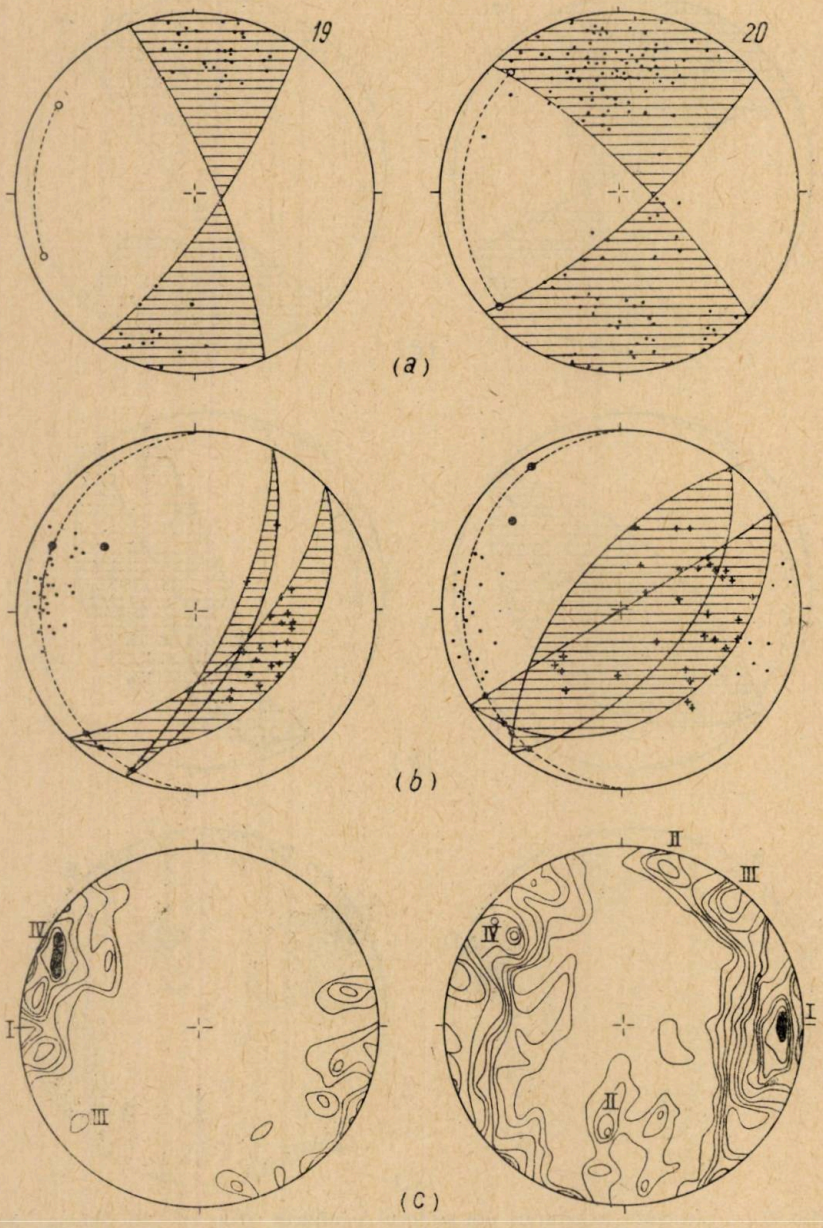


Fig. 19. — Elemente structurale din sectorul 7 (bazinul Văii Sohodol, versantul drept).

a) diagrama foliațiilor; 46 de măsurători;
b) diagrama elementelor liniare; 52 de măsurători (30 L_1; 22 L_2);
c) diagrama fisurilor și clivajelor; 60 de măsurători.
Contururi: 1,6 — 3,2 — 4,8 — 6,4 — >9,6%.

Fig. 20. — Elemente structurale din sectorul 8 (bazinul Văii Peștișele).

a) diagrama foliațiilor; 140 de măsurători;
b) diagrama elementelor liniare; 62 de măsurători (32 L_1; 30 L_2);
c) diagrama fisurilor și clivajelor; 425 de măsurători.
Contururi: 1 — 2 — 3 — 4 — 6 — 8 — 10 — 14 — 18 — 22 — 24 — 28 — >30%.

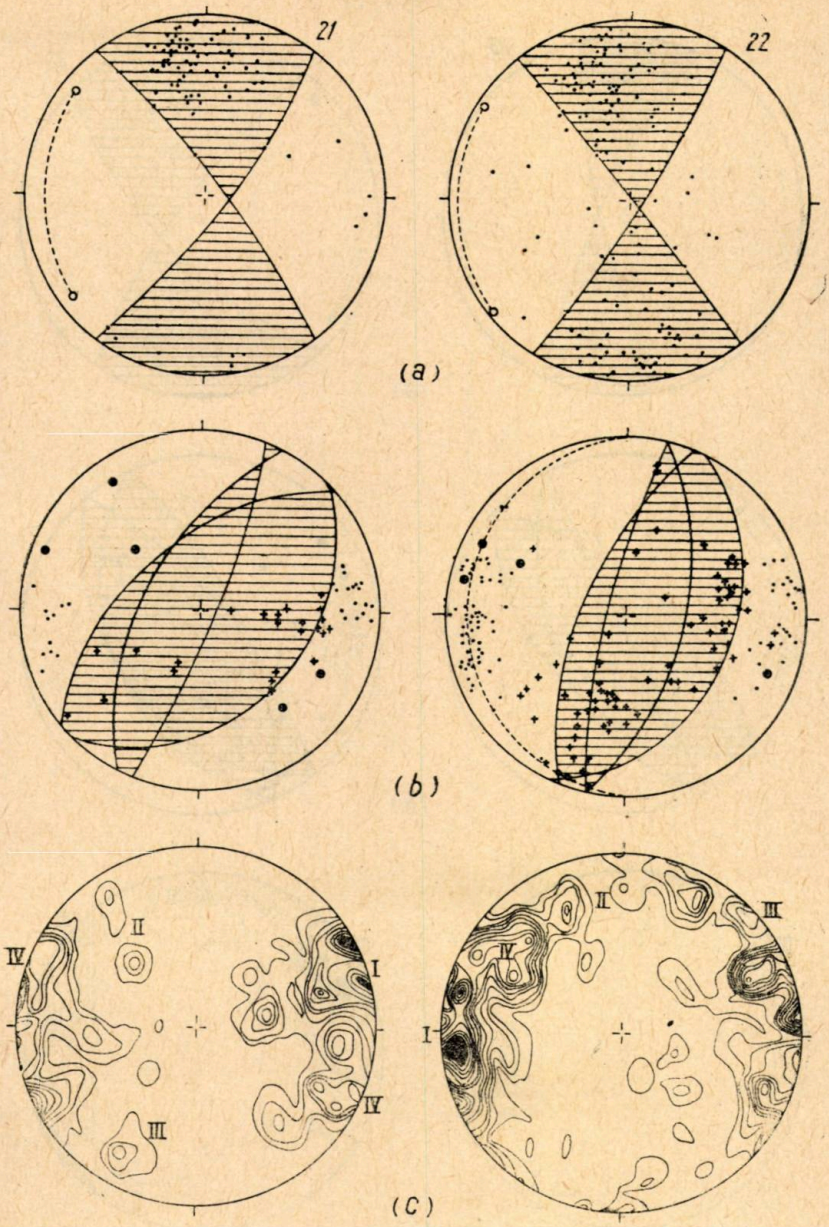


Fig. 21. — Elemente structurale din sectorul 9 (Valea Plaiului, Valea Păstăii, bazinul văii Ohabei).

a) diagrama foliațiilor; 84 de măsurători;
b) diagrama elementelor liniare; 53 de măsurători (30 L_1; 23 L_2);
c) diagrama fisurilor și clivajelor; 130 de măsurători.
Contururi: 0,8 – 1,6 – 2,4 – 3,2 – 4 – 4,8 – 5,6 – 6,4 – > 7,2%.

Fig. 22. — Elemente structurale din sectorul 10 (Valea Bisericii, Valea Crivei, Valea Ruginosul, Valea Foalelui, Valea Varului, Valea Runcului).

a) diagrama foliațiilor; 153 de măsurători;
b) diagrama elementelor liniare; 165 de măsurători (90 L_1; 75 L_2);
c) diagrama fisurilor și clivajului; 220 de măsurători.
Contururi: 0,5 – 1 – 1,5 – 2 – 2,5 – 3 – 3,5 – 4 – 4,5 – 5 – 5,5 – 6 – > 6,5%.

PLANȘA VI

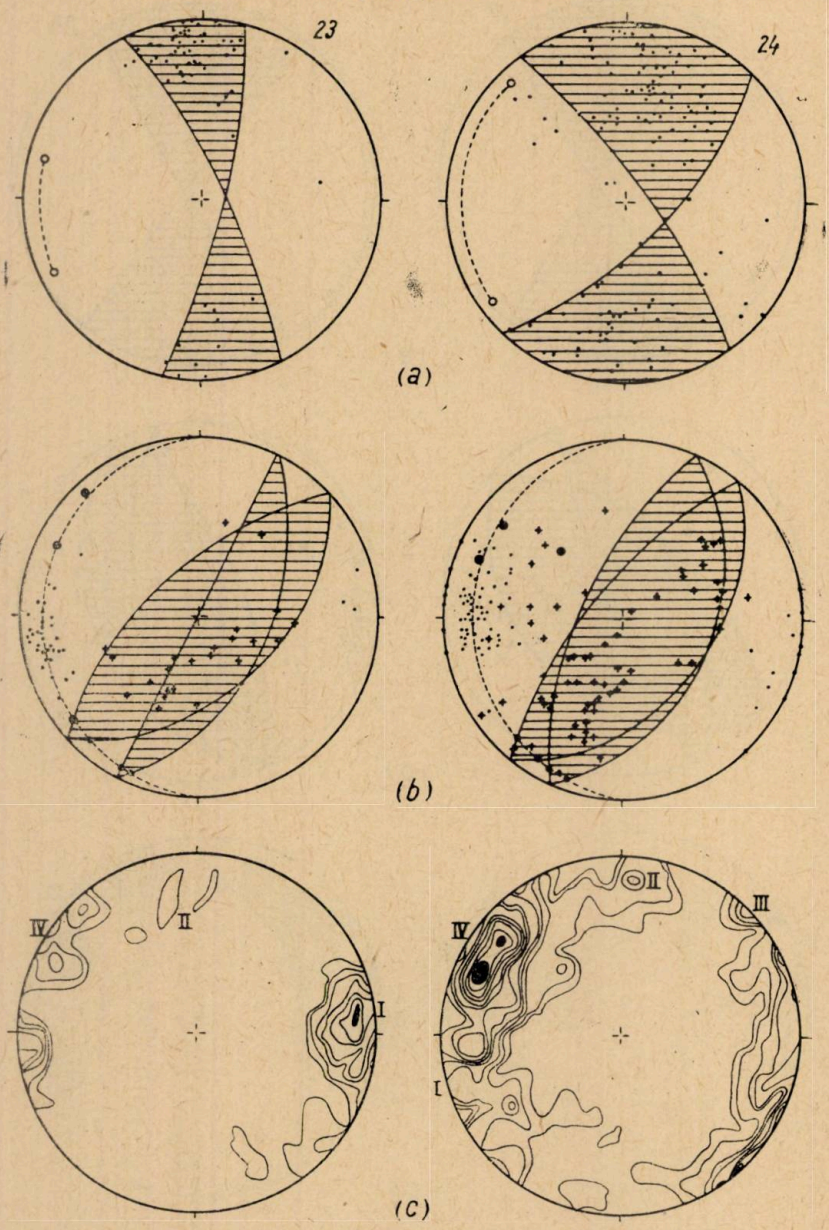


Fig. 23. — Elemente structurale din sectorul 11 (bazinul Văii Bîlea, versantul stîng).

a) diagrama foliațiilor; 62 de măsurători;
b) diagrama elementelor liniare; 62 de măsurători (39 L_1; 23 L_2);
c) diagrama fisurilor și clivajelor; 74 de măsurători.
Contururi: 1,3 – 2,6 – 5,2 – 7,8 – 10,4 – 13 – > 14,3%.

Fig. 24. — Elemente structurale din sectorul 12 (bazinul Văii Mari — Valea Runcului, Valea Bogdii).

a) diagrama foliațiilor; 138 de măsurători;
b) diagrama elementelor liniare; 136 de măsurători (70 L_1; 66 L_2);
c) diagrama fisurilor și clivajelor; 260 de măsurători.
Contururi: 0.4 – 0.8 – 1.6 – 2 – 2.4 – 3.2 – 4 – 5.2 – 6.4 – 7.6 – 8.8 – > 10%.

PLANȘA VII

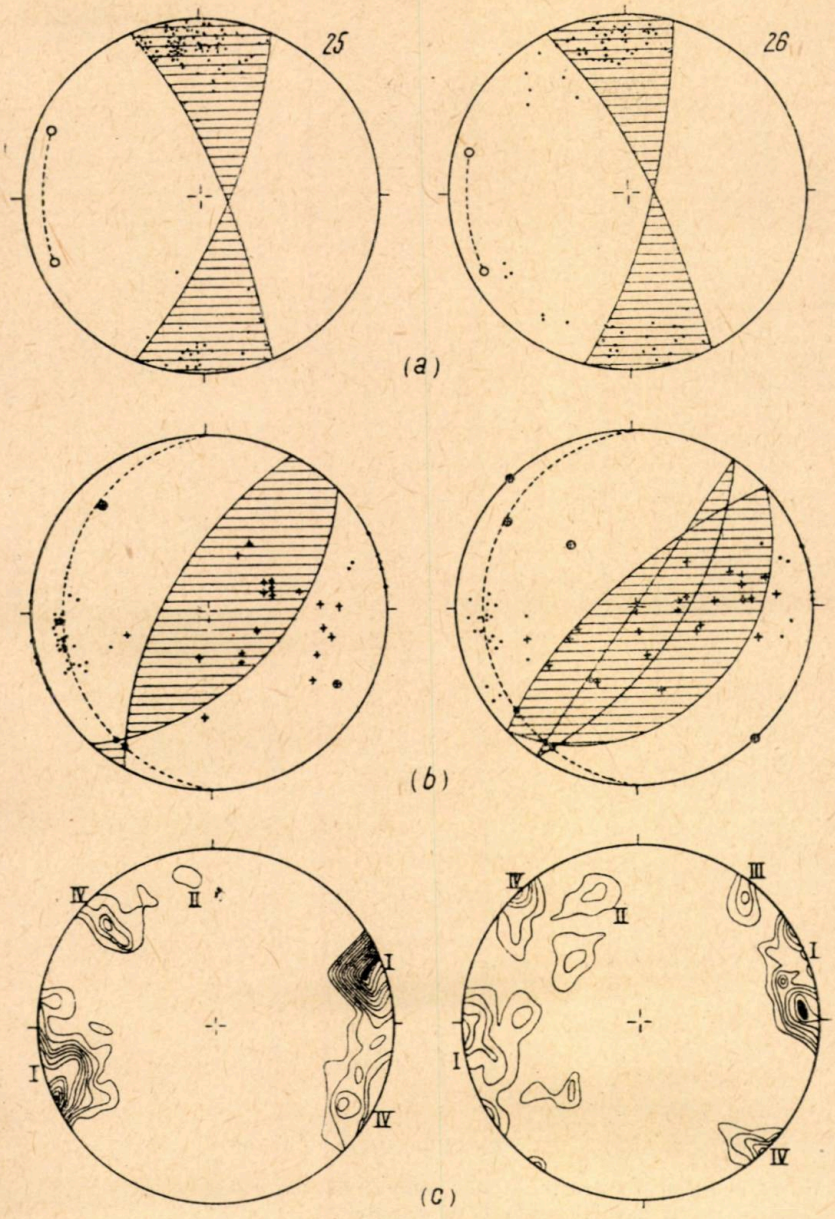


Fig. 25. — Elemente structurale din sectorul 13 (bazinul Văii Bilea, versantul sting).

a) diagrama foliațiilor; 108 măsurători.
b) diagrama elementelor liniare; 56 de măsurători (37 L_1; 19 L_2);
c) diagrama fisurilor și clivajelor; 70 de măsurători.
Contururi: L 4 – 2,8 – 4,2 – 5,6 – 7 – 8,4 – 9,8 – 11,2 – 12,6 – 14 – 15,4 – > 16,8%.

Fig. 26. — Elemente structurale din sectorul 14 (bazinul Văii Bilea, versantul sting).

a) diagrama foliațiilor; 73 de măsurători;
b) diagrama elementelor liniare; 55 de măsurători (31 L_1; 24 L_2),
c) diagrama fisurilor și clivajelor; 55 de măsurători.
Contururi: 2 – 4 – 6 – 8 – 10 – 14 – > 16%.

PLANȘA VIII

Fig. 27. — Elemente structurale din sectorul 15.

a) diagrama foliațiilor; 51 de măsurători;

b) diagrama elementelor liniare; 23 de măsurători (18 L_1; 5 L_2).

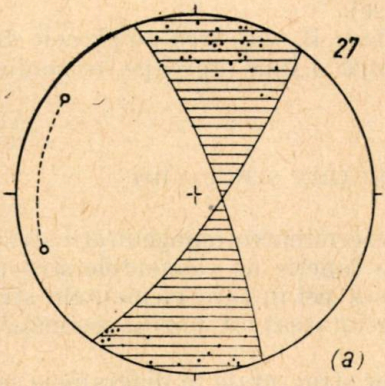
Fig. 28. — Diagrama generală selectivă a clivajelor S_3. Sînt reprezentate maximele clivajului (transpuse din toate diagramele) și planele corespunzătoare acestor maxime.

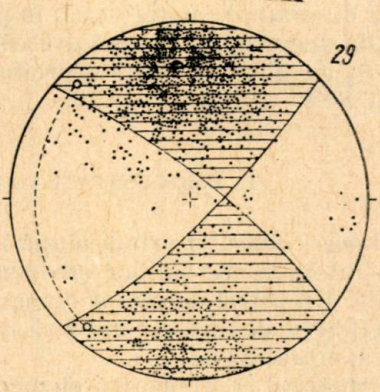
Fig. 29. — Diagrama generală selectivă a foliațiilor (S_1 și S_2); 1 500 de măsurători.

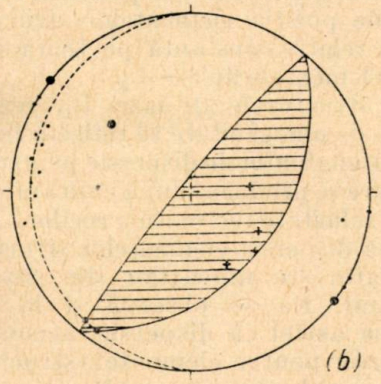
Fig. 30. — Diagrama generală selectivă a elementelor liniare L_1 (formate în timpul fazei B_1); 735 de măsurători.

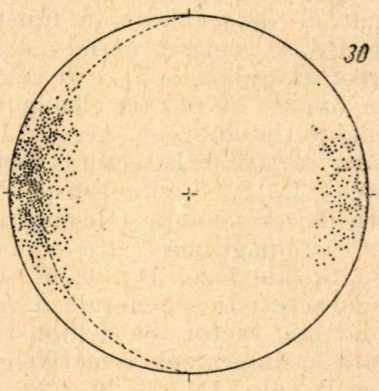
Fig. 31. — Diagrama generală selectivă a elementelor liniare L_2 (formate în timpul fazei B_2); 457 de măsurători. Se observă tendința de dispunere a polilor L_2 într-o centură NE (zona de protecție a planelor S_3) (vezi fig. 16).

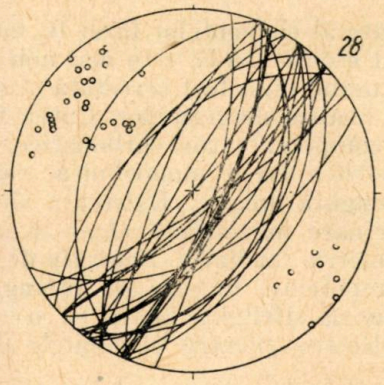
PLANȘA VIII

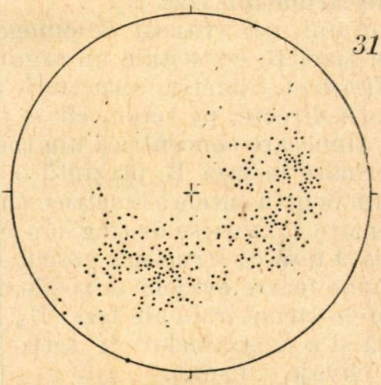












de marginea diagramei în poziția S—SV cu înclinări de 5—10° în această direcție. Axa b_2 apare în acest caz puternic înclinată în planele S_3 la 90° de a_2 (vezi diagramele notate cu b în planșe).

Din această analiză rezultă că în faza B_2 mișcarea pe planele de forfecare S_3 cu direcția NE s-a produs după o linie aproape orizontală pe direcția SSV—NNE.

E. OMOGENITATEA ȘI SIMETRIA STRUCTURII

Omogenitatea. O primă etapă în determinarea omogenității structurii a fost stabilirea sectoarelor omogene în funcție de elementele structurale esențiale. Un astfel de sector omogen este cel în care elementele structurale (în funcție de care se consideră omogenitatea) au poziții asemănătoare pe toată suprafața sa.

Urmărind comportarea elementelor structurale în diagramele sectoarelor omogene (fig.1), constatăm că, în ansamblu, regiunea prezintă un grad accentuat de omogenitate în funcție de poziția elementelor structurale ale fazei B_2; se remarcă astfel o poziție relativ constantă pe toată suprafața cercetată a planelor S_3, care conțin elementele liniare L_2.

În funcție de poziția elementelor structurale ale fazei B_1, regiunea apare mai puțin omogenă. Această lipsă de omogenitate se reflectă în existența unor variații de la sector la sector a unghiului de dispersie pentru polii elementelor L_1, S_1, S_2 și ac, dispersie care se produce, după cum am văzut, în funcție de competența și de gradul de solicitare tectonică a rocilor.

În cartodiagramă apare evident că dispersia elementelor structurale menționate (ale fazei B_1), care se datorește mișcărilor din faza B_2, este o caracteristică generală a regiunii. Ea se observă și la scara celui mai mic sector. Se demonstrează astfel că dispersia accentuată observată în diagramele selective generale pentru elementele structurale ale fazei B_1 (pl. VIII, fig 29 și 30) reprezintă o imagine reală a omogenității mișcărilor din faza B_2.

Gradul mai avansat de omogenitate al elementelor fazei B_2 față de cele ale fazei B_1 constituie un argument esențial că B_2 este mai nou ca B_1.

Simetria. Simetria structurii, în ansamblu, a fost cercetată atît prin observații directe, pe teren, cît și prin analiza diagramelor. Cutele flexurale cu alunecare concentrică din rocile competente (roci carbonatice, cuarțite) formate în faza B_1 prezintă o simetrie aparent monoclinică, simetrie obișnuită pentru cutele asimetrice cu o singură liniație. Existența elementelor liniare L_2, care se disting la o examinare mai atentă chiar în aceste roci, arată însă că structura posedă o simetrie triclinică. Acest tip de simetrie devine foarte evident în rocile incompetente, în care se disting bine elementele structurale ale fazei B_2. Simetria triclinică apare ca o caracteristică și a diagramelor de sector selective (pentru elementele liniare pentru clivaje și fisuri).

Analizînd separat simetria structurilor formate în timpul fazei B_1 și B_2, se constată că ambele prezintă o simetrie monoclinică și că au apărut ca rezultat al unor mișcări cu simetrie monoclinică.

Structura actuală cu simetrie triclinică este deci rezultatul suprapunerii încrucișate a două faze de mișcări, ambele cu simetrie monoclinică.

CONSIDERAȚII CU PRIVIRE LA VÎRSTA RELATIVĂ A MIȘCĂRILOR

Stabilirea relației de vîrstă dintre fazele B_1 și B_2 se poate face în funcție de datele structurale și în funcție de momentul metamorfismului regional.

Datele structurale de teren indică în timp, după cum s-a arătat, ordinea $B_1 - B_2$. Totuși, dovezile sigure în legătură cu această succesiune sînt furnizate de relațiile geometrice ale elementelor structurale observabile în diagrame. Astfel, migrarea solidară și accentuată a polilor elementelor structurale B_1 și dispoziția elementelor B_2 nederanjate în planul clivajului S_3 constituie dovada că faza B_2 este mai nouă decît faza B_1 și că după faza B_2 nu au mai avut loc mișcări penetrante deosebite.

După cum s-a arătat mai înainte, analiza elementelor liniare L_1 indică pentru faza B_1 o cutare sincronă cu metamorfismul regional. Argumentele principale în această privință sînt : sincronismul, demonstrat mai sus, dintre foliația metamorfică (foliația de stratificație și axială) și elementele liniare L_1 ; dispunerea liniară, paralel cu axa B_1 a mineralelor formate în procesul de metamorfism ; migrarea sincinematică a materialului metamorfic în zonele de minimă rezistență din axa cutelor, unde dă naștere la „tulpini" paralele cu S_1.

Faza tectonică B_2, fiind mai nouă decît faza B_1, rezultă că este mai nouă decît faza principală a metamorfismului regional. Această concluzie este susținută și de caracterul ruptural, de forfecare a mișcării din faza B_2, care arată că materialul depășise stadiul deformației plastice. Mișcarea din faza B_2 afectează peste tot și șistozitatea axială a cutelor din faza B_1, iar în vecinătatea faliei direcționale dintre epizonă și mezozonă aceste mișcări afectează uneori și milonitele care însoțesc dislocația, dînd naștere la cute de forfecare. Faptul că milonitele sînt afectate de cutarea de forfecare ar putea determina concluzia că faza B_2 este, în ansamblul ei, mai nouă decît falia direcțională. Este posibil totuși ca mișcarea de forfecare să fi acționat atît în timpul formării faliei direcționale, cît și după formarea milonitelor, ca o reluare a mișcărilor pe direcția NE.

CONTRIBUȚIA CERCETĂRILOR MICROTECTONICE LA CUNOAȘTEREA EVOLUȚIEI STRUCTURALE A REGIUNII

Studiul elementelor microtectonice cu ajutorul metodelor de analiză complexă descriptivă, geometrică și statistică a permis sesizarea unor aspecte și relații structurale intime ale șisturilor cristaline din această regiune.

Au fost puse în evidență elemente structurale formate în timpul a două faze tectonice B_1 și B_2. S-a demonstrat că faza B_1 reprezintă faza tectonică principală, sincronă cu metamorfismul regional al șisturilor cristaline. Aceasta s-a manifestat prin mișcări tangențiale orientate pe direcția NS, care au avut ca efect cutarea flexurală cu alunecare concentrică și au determinat morfologia structurii majore. Ca rezultat al acestor mișcări

s-au format structuri plicative cu simetrie monoclinică, cu axa orientată EV și cu înclinări de 15—20° spre V, asociate cu elementele structurale specifice : microcute, liniații (L_1), foliația de stratificație (S_1), foliația planului axial (S_2), fisuri de tensiune ac și (h0l), fisuri de forfecare (h0l) și (hk0). Axele cutelor și liniațiile materializează axa cinematică b_1. Foliația planului axial (S_2) s-a dezvoltat exclusiv în rocile incompetente prin continuarea și reluarea mișcării pe planul axial al cutelor flexurale cu alunecare concentrică. În vecinătatea domeniilor de competență diferită, ca rezultat al intersecției planelor de forfecare (h0l) și a acestora cu foliația, s-au format structuri liniare creionate paralele cu axa cutelor B_1.

Faza tectonică B_2 urmează în timp după faza sinmetamorfică B_1, deoarece determină dispersia accentuată în diagrame a elementelor structurale ale fazei B_1 (S_1, S_2, L_1, ac).

Mișcările din timpul fazei B_2 s-au manifestat printr-un mecanism esențial de forfecare, care a condus la formarea clivajului de forfecare (S_3) (cu direcția NE), a cutelor de forfecare (b_2) și a liniației de intersecție (L_2). Ultimele două s-au format la intersecția clivajului de forfecare (S_3) cu foliația metamorfică (S_1 și S_2). Mișcarea pe clivajul de forfecare s-a produs după o linie aproape orizontală cu direcția NNE—SSV. Această linie, care reprezintă axa cinematică a_2, se găsește în diagrame la intersecția dintre planul S_3 și cercul de migrație al elementelor liniare L_1. Axa cinematică b_2, care se găsește la 90° de a_2 în planul S_3, nu coincide cu poziția elementelor liniare L_2 (spre deosebire de faza B_1, în care b_1 coincide cu L_1).

Elementele structurale ale fazei B_2 s-au dezvoltat predominant în domeniile incompetente (șisturi) și în zona limitei dintre domeniile de competență diferită, ca, de exemplu, în vecinătatea limitei epizonă—mezozonă (în ambele domenii) și a limitei dintre domeniul rocilor carbonatice și șisturi.

Cutarea de forfecare din faza B_2 nu a reușit să modifice esențial morfologia structurii formate anterior în faza B_1.

Mișcările din timpul fazei B_2 și structurile rezultate prezintă, ca și în cazul fazei B_1, o simetrie monoclinică. Prin suprapunerea încrucișată a celor două mișcări cu simetrie monoclinică, a apărut structura actuală, cu simetrie rezultantă triclinică. Această structură prezintă un grad avansat de omogenitate pentru elementele structurale ale fazei B_2 în contrast cu relativa lipsă de omogenitate regională în ceea ce privește poziția elementelor structurale ale fazei B_1 (afectate în faza B_2). Acest fapt constituie un indiciu în plus că faza B_2 se suprapune peste faza B_1. Pe măsură ce avansăm spre vest, se constată în regiune o accentuare a elementelor fazei B_2 și, legat de aceasta, o accentuare a caracterului triclinic al simetriei structurii. Identitatea microstructurală a seriilor epizonală și mezozonală indică sincronismul metamorfismului și al mișcărilor acestora.

Comparînd rezultatele microtectonice obținute în această regiune cu cele obținute anterior de către I. Bercia și E. Bercia (1) în regiunea Teliuc—Ghelar, observăm următoarele :

În regiunea Teliuc—Ghelar, elementele structurale megascopice ale fazei B_2 sînt în general slab reprezentate ; ele apar sub formă de elemente liniare puțin accentuate, mai ales în vecinătatea limitei de competență. Existența unor mișcări penetrante în timpul fazei B_2 se reflectă, în schimb, în dispersia poziției maximelor elementelor fazei B_1 (polii L_1, S_1, S_2 și ac),

dispersie care se face sub un unghi mult mai mic în comparație cu cel determinat obișnuit în regiunea Ghelar—Vadu-Dobrii.

În regiunea Teliuc—Ghelar, din cauza participării, în mai mică măsură, a mișcărilor fazei B_2, simetria rezultantă a structurii megascopice este ușor triclinică, spre deosebire de regiunea Ghelar — Vadu-Dobrii, în care simetria are un caracter accentuat triclinic. Rezultă că în regiunea cuprinsă între Teliuc și Vadu-Dobrii se observă de la est spre vest o accentuare a influenței fazei B_2 și a caracterului triclinic al simetriei structurii.

Din cele expuse se poate trage concluzia că existența celor două sisteme de elemente liniare formate în două faze de mișcare (B_1 și B_2), care dau structurii caracterul unui tectonit $B \wedge B'$, constituie într-adevăr o caracteristică esențială a șisturilor cristaline din Munții Poiana Ruscă.

Presupunerea făcută, în 1960, de I. Bercia și colab., în sensul că existența a două sisteme liniare ar putea constitui o caracteristică a șisturilor epizonale din Carpați (presupunere bazată pe premisa vîrstei comune a seriilor epimetamorfice din Carpați), și-a găsit confirmarea, așa cum s-a arătat în partea introductivă, în mai multe lucrări de specialitate.

BIBLIOGRAFIE

1. Bercia I. și Bercia E., *Cercetări microtectonice în regiunea Ghelar — Teliuc (Munții Poiana Ruscă)*, Dări de seamă Com. Geol., 1963, **LXIX.**
2. Bercia I. și Gurău A., *Practica geologică*, vol. II, partea a II-a, Prospecțiuni microtectonice, București, 1961.
3. Fairbairn H. W. and Chayes F., *Structural petrology of deformed rocks*, Addison-Wesley, Cambridge Mass, 1954.
4. Kräutner H., *Zăcămintele de fier din partea centrală-estică a Masivului Poiana Ruscă*, Dări de seamă, Com. Geol., 1964, **XLIX.**
5. Mureșan M., *Asupra prezenței unor elemente microtectonice în șisturile cristaline din R.P. Română*, St. și cerc. de geol., geof. și geogr., Seria geol., 1964, **IX**, *2*.
6. — *Studii geologice în regiunea Tomești—Luncani—Gladna Română (Poiana Ruscă de nord-vest)*, Dări de seamă, Com. Geol., 1965, **LI**, *1*.
7. Neacșu G., Zimmerman P. și Paraschivescu C., *Contribuții la cunoașterea petrografiei și structurii cristalinului din partea de nord-est a Masivului Poiana Ruscă (Roșcani—Bătrîna —Ferigi—D. Făgețel)*, Dări de seamă, Com. Geol., 1964, **XLIX** (1961—1962).
8. Pavelescu L., *Studiul geologic și petrografic al părții centrale și de sud-est a Munților Poiana Ruscă*, An. Com. Geol., 1954, **XXVII.**
9. Ramsay J. J., *The geometry of conjugate fold systems*, Geol. Mag., 1962, **XCIX**, *6*.
10. Sander B., *Gefügekunde der Gesteine*, Springer Verlag, Viena, 1930.
11. Turner F. J., *Mineralogical and structural evolution of the metamorphic rocks*, Geol. Soc. of American Mem., 1948, **30.**
12. Turner F. J. and Weiss L. E., *Structural analysis of metamorphic tectonites*, Mc. Graw-Hill, New York, 1963.

Institutul geologic al Comitetului de Stat al Geologiei

Primit în redacție la 14 aprilie 1966

VARIAȚIA COMPOZIȚIEI CHIMICE A GRANAȚILOR PIRALSPITICI ȘI A BIOTITELOR DIN ZONELE METAMORFICE ALE CRISTALINULUI MUNȚILOR SEMENIC

DE

H. SAVU, CECILIA VASILIU și CONSTANȚA UDRESCU

55 (05)

Provincia metamorfică a Munților Semenic corespunde unei serii de facies standard disten-silimanit de tip Barrow, metamorfozată în condiții de presiune înaltă. În granați, conținutul de V, Ni și Cr scade o dată cu creșterea gradului de metamorfism, în timp ce conținutul de Li, Ba și Cu crește în acest sens. În biotite, Si este înlocuit de Al pe măsura accentuării metamorfismului. Cu creșterea gradului de metamorfism crește și conținutul de FeO și TiO_2, precum și indexul de fericitate, iar conținutul de K_2O scade. Crește de asemenea conținutul de Ba, V, Ni, Co și Cr. Raportul FeO : MgO scade cu intensitatea metamorfismului în granați și crește în biotite.

Problema metamorfismului șisturilor cristaline a fost mult dezbătută de diferiți cercetători în decursul timpului, folosind fiecare diferite metode de cercetare.

Din noianul de date informative sau mai amănunțite care existau în această problemă, G. B a r r o w (1) a extras noțiunea de zonă de metamorfism iar P. E s k o l a (3) pe aceea de facies de metamorfism, noțiuni care se bazează pe mineralele index sau pe paragenezele de minerale care, pentru o anumită compoziție chimică, se modifică în funcție de gradul de metamorfism.

Cu timpul cercetările s-au aprofundat ; s-a trecut la cercetarea compoziției chimice a mineralelor-index din zonele metamorfice și mai ales

St. și cerc. de geol., geof. și geogr., Seria geologie, t. 12, nr. 1, p. 129–143, București, 1967

la studiul variaţiei compoziţiei mineralelor stabile în toate zonele (subfaciesurile) unui facies metamorfic, aşa cum sînt granaţii, biotitele şi hornblendele. Începutul în această nouă direcţie de cercetare a şisturilor cristaline a fost făcut de T. Barth în 1936 (2). Pe baza rezultatelor interesante obţinute de diferiţi cercetători în această problemă s-a ajuns ca în ultimul timp să se discute despre „serii metamorfice standard" (15), (22) sau despre provincii metamorfice (5).

În studiul de faţă, noi am abordat tocmai această problemă a variaţiei chimice a granaţilor piralspitici şi a biotitelor din şisturile cristaline anterifeene din Munţii Semenic, asupra cărora am mai prezentat un raport [1].

CONSIDERAŢII ASUPRA STRATIGRAFIEI ŞI METAMORFISMULUI ŞISTURILOR CRISTALINE

Cristalinul Munţilor Semenic aparţine domeniului getic (7) şi constă din două serii de roci cristaline : una epimetamorfică, denumită seria de Miniş, şi alta mezometamorfică, cunoscută sub numele de seria de Sebeş-Lotru. Ultima serie, spre care s-au îndreptat în mod special cercetările noastre, alcătuieşte cea mai mare parte a Munţilor Semenic.

După cum am arătat în 1963 (18) şi după cercetări mai recente [2], această serie se poate separa din punct de vedere stratigrafic în patru complexe şi şisturi cristaline : a) complexul gnaiselor cu silimanit şi al rocilor carbonatice, b) complexul paragnaiselor, c) complexul micaşisturilor şi d) complexul amfibolitelor şi al şisturilor manganifere asociate. Se constată că, în timp ce complexul *a* se găseşte în regiunea Sadova—Armeniş—Teregova (17), iar complexul *d* în regiunea Delineşti—Tîrnova (19), complexele *b* şi *c* sînt cele mai răspîndite în cristalinul Semenicului (18). Ultimul complex suportă formaţiunile epimetamorfice ale seriei de Miniş.

În masa de şisturi cristaline mezometamorfice s-au dezvoltat în anumite zone migmatite cu structură oculară sau lenticulară şi filoane de pegmatite sau aplite. De asemenea, şisturile cristaline au fost străbătute de mici corpuri ultrabazice preorogene şi de intruziuni granitoide sinorogene mai importante (fig. 1).

Cea mai mare parte a şisturilor cristaline din seria de Sebeş-Lotru a fost metamorfozată în condiţiile faciesului amfibolitelor cu almandin, iar o mică parte care se află sub seria epimetamorfică de Miniş aparţine, împreună cu formaţiunile acesteia din urmă, subfaciesurilor de temperatură ridicată ale faciesului şisturilor verzi, în sensul lui F. J. Turner şi J. Verhoogen (21), respectiv faciesului amfibolitelor cu epidot al lui T. Vogt şi P. Eskola (3). Condiţiile de metamorfism au variat în şisturile cristaline ale celor două serii, intensitatea lor scăzînd de la complexul inferior din bază, metamorfozat în condiţiile zonei cu silimanit, spre cele superioare, care ajung în zona cu biotit şi clorit.

[1] H. Savu, C. Vasiliu şi C. Udrescu, *Studiul chimic al biotitelor şi granaţilor din seria mezometamorfică a Munţilor Semenic*, Arh. Inst. Geol., 1965.

[2] H. Savu, *Studiul şisturilor cristaline din zona Verendin—Luncaviţa (Munţii Semenic)*, Arh. Inst. Geol., 1964.

Ținînd seama de mineralele-index și de paragenezele în care se asociază acestea, H. S a v u (18) a putut separa pe teren toate subfaciesurile faciesului amfibolitelor cu almandin și o parte din cele ale faciesului de șisturi verzi.

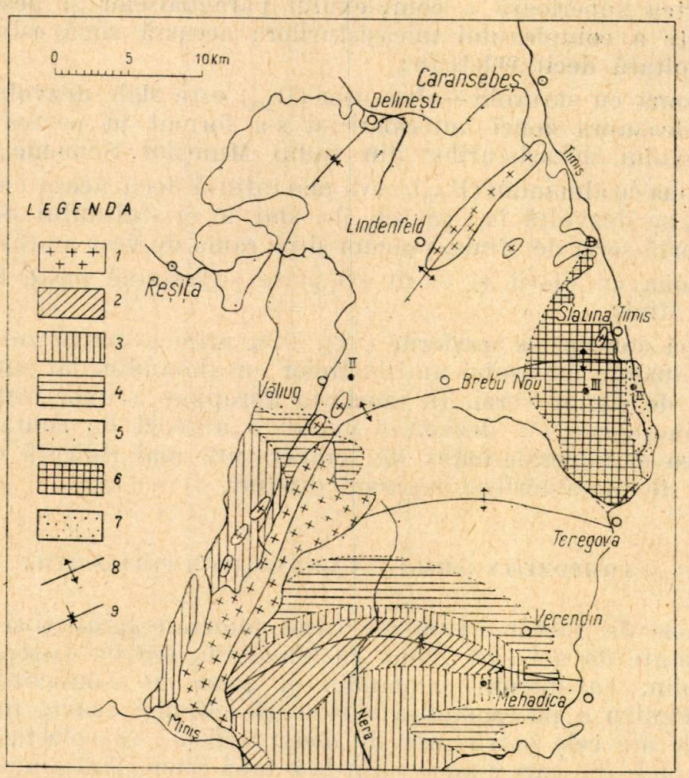


Fig. 1. — Schița zonelor de metamorfism din Munții Semenic. 1, intruziuni granitoide; 2, zona cu biotit și clorit; 3, zona cu almandin; 4, zona cu staurolit-almandin; 5, zona cu staurolit-disten-almandin; 6, zona cu disten-almandin; 7, zona cu silimanit-almandin; 8, ax de anticlinal; 9, ax de sinclinal. I—IV, punctele de colectare a probelor de analiză (după H. S a v u, 1961—1965).

Atît succesiunea stratigrafică, cît și succesiunea subfaciesurilor de metamorfism s-au putut urmări datorită faptului că masa șisturilor cristaline din Munții Semenic prezintă o structură în virgație, ale cărei cute se afundă treptat de la E spre V și apoi spre SV (18), astfel că eroziunea a descoperit nivele de șisturi din ce în ce mai inferioare și mai intens metamorfozate (fig. 1).

Pentru a putea fi urmărite mai ușor, ele au fost prezentate pe zone de metamorfism și numerotate cu indicii folosiți de H. W i n k l e r (22). Începînd din bază spre partea superioară, aceste zone sînt următoarele (fig. 1):

a) zona cu silimanit—almandin ($B_{2\cdot3}$), care se suprapune peste complexul gnaiselor cu silimanit și al rocilor carbonatice;

b) zona cu disten—almandin ($B_{2\cdot2}$) urmează spre vest şi se situează deasupra zonei cu silimanit, fiind dezvoltată în baza complexului paragnaiselor;

c) zona cu disten—staurolit—almandin ($B_{2\cdot2} + B_{2\cdot1}$) se suprapune peste partea superioară a complexului paragnaiselor şi peste cea mai mare parte a complexului micaşisturilor; această zonă este mult mai larg dezvoltată decît celelalte;

d) zona cu staurolit—almandin ($B_{2\cdot1}$) este slab dezvoltată; ea se situează deasupra zonei anterioare şi s-a format în partea superioară a complexului micaşisturilor din sudul Munţilor Semenic;

e) zona cu almandin ($B_{1\cdot3}$), ceva mai întinsă decît aceea cu staurolit—almandin, se dezvoltă în partea de sud a cristalinului Semenicului, unde suportă seria de Miniş, precum şi pe rama de vest a acestuia;

f) zona cu biotit şi clorit ($B_{1\cdot2}$) se suprapune peste formaţiunile seriei de Miniş.

După concepţiile moderne (21), (22), primele patru zone de metamorfism aparţin faciesului amfibolitelor cu almandin, iar ultimele două faciesului de şisturi verzi. În imediata apropiere a unor intruziuni granitoide sinorogene s-a dezvoltat uneori o aureolă de contact, în care pot apărea şi minerale-index de temperatură mai ridicată decît acelea din zona de metamorfism regional din jur.

COMPOZIŢIA CHIMICĂ A GRANAŢILOR PIRALSPITICI

Zonele de metamorfism ale căror minerale (granaţi şi biotite) au fost cercetate de noi sînt: zona cu almandin, cea cu disten — staurolit — almandin, cu disten — almandin şi zona cu silimanit — almandin (fig. 1). Pentru a putea stabili o corelaţie cît mai exactă între granaţii şi biotitele din cele patru zone de metamorfism, s-a colectat din fiecare o probă unică, din care s-au separat la o lupă binoculară ambele minerale. Aceste probe reprezintă roci provenite din depozite iniţiale pelitice, cum sînt micaşisturile, în care sînt stabili atît granaţii, cît şi biotitele.

Mărimea cristaloblastelor de granaţi variază în limite destul de largi în diferitele zone. Astfel, ele au 5—10 mm diametru în zona cu disten şi sînt mai fine în celelalte zone, cele din zona cu almandin avînd dimensiunile cele mai reduse (1—2 mm diametru). S-a constatat o variaţie a culorii granatului în stare de pulbere, şi anume de la brun-închis în zona cu almandin culoarea a trecut prin brun-roziu în zona cu disten-almandin, ajungînd la roz-deschis în zona cu silimanit—almandin, aşa cum a observat şi V. I. L e b e d e v (12) la granaţii din formaţiunea de Ladoga. De obicei, cristaloblastele de granat conţin numeroase incluziuni de cuarţ şi de ilmenit (fig. 2 a şi b), uneori şi de mică asociată cu cuarţ (fig. 2 c).

Din analiza datelor cuprinse în tabelul nr. 1, la prima vedere pare că compoziţia chimică a celor patru probe de granaţi piralspitici este oarecum asemănătoare. Cu unele excepţii, se pot observa mici variaţii ale conţinutului de oxizi care, deşi oscilează în limite destul de restrînse, au totuşi un anumit sens. Astfel, conţinutul de SiO_2 variază de la 37,86

pînă la 39,45%, indicînd o creștere în sensul creșterii gradului de metamorfism, în timp ce conținutul de Al_2O_3 este aproape constant. Suma oxizilor de fier scade puțin în sensul creșterii metamorfismului, ea variind între 35,5 și 32,9%. În această privință, variația conținutului de fier se deosebește puțin de cele constatate de A. Miyashiro (13).

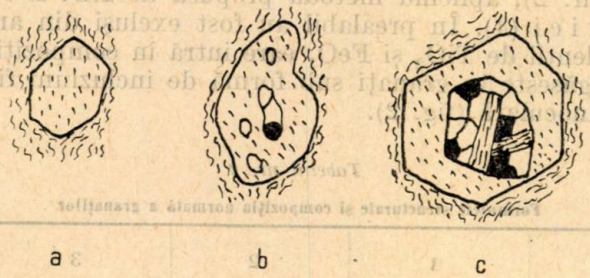


Fig. 2. — Cristaloblaste de granat cu incluziuni de ilmenit, cuarț și biotit.

Conținutul de MgO este mai scăzut în granatul din zona cu almandin și crește în mineralele din zonele cu staurolit, disten și silimanit. În această privință este foarte concludent raportul FeO : MgO (tabelul nr. 1), care

Tabelul nr. 1

Compoziția chimică a granaților

Proba	1 %	2 %	3 %	4 %
SiO_2	37,86	39,30	40,15	39,45
Al_2O_3	20,68	19,59	20,35	20,70
Fe_2O_3	3,33	3,81	3,79	3,48
FeO	31,30	31,66	30,23	29,44
MnO	0,99	0,72	0,80	1,76
MgO	2,21	3,47	3,36	3,15
CaO	3,63	1,46	1,12	1,51
TiO_2	0,36	0,33	0,58	0,60
TOTAL	100,36	100,34	100,38	100,09
FeO : MgO	13,9	9,0	8,8	9,1

1. Granat din zona cu almandin. Pîrvova.
2. Granat din zona cu disten—staurolit—almandin. Văliug.
3. Granat din zona cu disten-almandin. Pîriul Bîbanul — Armeniș.
4. Granat din zona cu silimanit—almandin. Armeniș.

scade cu gradul de metamorfism de la 13,9 pînă la o valoare apropiată de 9, scăderea fiind mai bruscă între zona cu almandin și aceea cu disten—staurolit—almandin.

Din contră, conținutul de MnO, dacă nu ținem seama de proba 4, are tendința să scadă treptat în sensul creșterii gradului de metamorfism, ceea ce ar corespunde întrucîtva celor stabilite de A. Miyashiro (13) în regiunea Gosaisyo — Takanuki din Japonia. Conținutul mai ridicat de MnO al granatului din zona cu silimanit—almandin s-ar putea datora fie unui conținut de mangan mai mare în depozitul sedimentar

iniţial (5) rocile din care s-a extras granatul fiind aproximativ sincrone cu roci ortoamfibolitice care conţin intercalaţii de minereu de fier, fie unei erori de analiză.

Pentru a urmări mai uşor variaţia compoziţiei granaţilor din cele patru zone de metamorfism, s-au calculat formulele structurale ale acestora (tabelul nr. 2), aplicînd metoda propusă de I.D. Borneman — Starînkevici (4). În prealabil au fost excluşi din analiza chimică globală echivalenţii de TiO_2 şi FeO, care intră în compoziţia ilmenitului, mineral ce se găseşte în granaţi sub formă de incluziuni fine, abia vizibile la lupa binoculară (fig. 2).

Tabelul nr. 2

Formulele structurale şi compoziţia normată a granaţilor

Proba	1		2		3		4	
Si	3,07		3,18		3,26		3,21	
Al	1,98	2,00	1,87	2,00	1,94	2,00	1,98	2,00
Fe^{3+}	0,02		0,13		0,06		0,02	
Fe^{3+}	0,18		0,10		0,17		0,19	
Fe^{2+}	2,10		2,12		2,01		1,96	
Mn	0,07	2,93	0,05	2,82	0,05	2,74	0,12	2,78
Mg	0,27		0,42		0,41		0,38	
Ca	0,31		0,13		0,10		0,13	
Moli	%		%		%		%	
Almandin	78,3		78,6		79,6		77,3	
Andradit	1,0		4,6		3,6		1,1	
Grosular	9,6		—		—		3,6	
Pyrop	8,7		15,0		14,9		13,7	
Spessartin	2,4		1,8		1,9		4,3	

Atît din analiza chimică, cît şi din formulele structurale ale granaţilor se observă, de la zona cu almandin spre zona cu silimanit-almandin, următoarele : numărul de ioni de Si din formulă este mai mare de 3. Acest exces de Si se poate explica prin prezenţa incluziunilor de cuarţ extrem de fine în masa granatului, incluziuni care nu au putut fi eliminate complet la alegerea materialului pentru analiză. În privinţa elementelor trivalente se constată că Al nu satisface suma 2, necesară completării grupei Y din formula structurală, el fiind suplinit de Fe^{3+}. Suma ionilor Fe^{3+}, Fe^{2+}, Mn, Mg, şi Ca din grupa X a formulei structurale este în general mai mică de 3. Variaţia numărului de ioni al acestor elemente urmăreşte în general acelaşi sens de variaţie care a fost scos în evidenţă şi la compararea datelor analizei chimice globale.

Compoziţia soluţiei solide din care sînt alcătuiţi granaţii piralspitici analizaţi (tabelul nr. 2) arată că almandinul este componentul principal al acestor minerale (79,6—77,3%), fiind în echilibru cu cantităţi variabile de pyrop (8,7—15%), spessartin (1,8—4,3%) şi andradit (1,0—4,6%). Grosular nu conţin decît granaţii din zona cu almandin (9,6%) şi cei din zona cu silimanit —almandin (3,6%).

Cu toate că suma oxizilor de fier prezintă o ușoară descreștere în sensul creșterii metamorfismului, totuși variația conținutului de almandin în soluție solidă arată o creștere progresivă (de la 78,3 la 79,6 %) în acest sens, fapt care ne permite să presupunem că compoziția granaților piralspitici a fost controlată de condițiile de metamorfism (13), cu excepția granatului din zona cu silimanit, care conține 77,3 % almandin și 4,3 % spessartin.

În privința pyropului se constată că el este mai scăzut în zona cu almandin și mai ridicat în celelalte zone, dar în acestea din urmă conținutul prezintă o foarte mică descreștere între zona cu silimanit—almandin și zona cu disten—staurolit—almandin.

După cum a arătat D.A. Velicoslavinski (5), cu ajutorul celor trei componenți principali care intră în soluția solidă a granaților se poate stabili dacă aceste minerale s-au format într-un facies de metamorfism sau în altul. Astfel, pe diagrama din figura 3, granații din cele trei zone ale faciesului amfibolitelor cu almandin se proiectează aproape de un punct situat aproximativ în centrul cîmpului acestui facies. Granatul din zona cu almandin se deplasează către zona de tranziție spre faciesul șisturilor verzi, menținîndu-se totuși în cîmpul faciesului amfibolitelor cu almandin ceea ce arată că el s-a format într-o zonă de tranziție între cele două faciesuri.

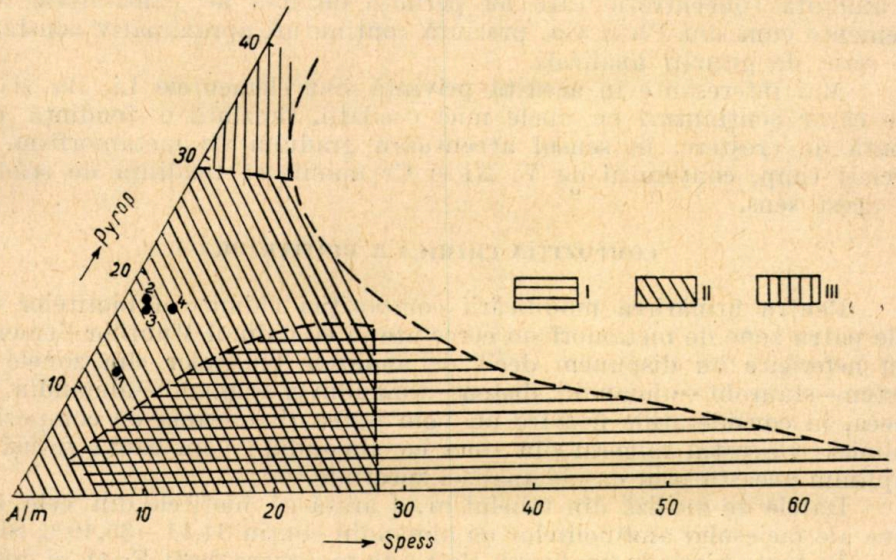


Fig. 3. — Diagrama almandin — spessartin — pyrop.
I, cîmpul faciesurilor șisturilor verzi și al amfibolitelor cu epidot;
II, cîmpul faciesului amfibolitelor cu almandin;
III, cîmpul faciesului granulitelor.

În granații piralspitici din cele patru zone de metamorfism au fost determinate pe cale spectrală și cîteva din elementele minore mai caracteristice (tabelul nr. 3).

Tabelul nr. 3

Elementele minore din granaţi

Proba	1 p.p.m.	2 p.p.m.	3 p.p.m.	4 p.p.m.
Li	32	19	51	38
Ba	10	10	75	58
Sr	<30	<30	<30	<30
Pb	6	6	8	6
Cu	13	11	13	20
Ga	6	5,5	6	5,5
V	25	10	17	11
Ni	7	9	9	5
Co	< 5	< 5	< 5	< 5
Cr	36	27	37	33
Be	< 1,5	< 1,5	< 1,5	< 1,5

Din datele analizelor spectrale se remarcă în general că elementele minore sînt captate în cantităţi reduse în reţeaua granaţilor. După modul cum sînt distribuite aceste elemente în granaţii proveniţi din rocile care au suferit un metamorfism progresiv, se pot scoate în evidenţă cîteva relaţii.

Elementele Sr, Co şi Be se găsesc în granaţii celor patru zone sub o anumită concentraţie care nu permite dozarea lor cantitativă. Alte elemente cum sînt Pb şi Ga, prezintă conţinuturi aproximativ constante în seria de granaţi analizaţi.

Mai interesante în această privinţă sînt elementele Li, Ba şi Cu ale căror conţinuturi cu unele mici oscilaţii, prezintă o tendinţă evidentă de creştere, în sensul accentuării gradului de metamorfism. În acelaşi timp, conţinutul de V, Ni şi Cr manifestă tendinţa de scădere în acest sens.

COMPOZIŢIA CHIMICĂ A BIOTITELOR

Pentru urmărirea modificării compoziţiei chimice a biotitelor din cele patru zone de metamorfism cercetate în cristalinul Munţilor Semenic, din nefericire nu dispunem decît de analizele biotitelor din zonele cu disten—staurolit—almandin, disten—almandin şi silimanit—almandin. De aceea, în consideraţiile noastre nu vom putea ţine seama de compoziţia chimică a acestui mineral din zona cu almandin; vom căuta totuşi să suplinim aceasta prin datele analizei spectrale.

Datele de analiză din tabelul nr. 4 arată că biotitele din cele trei zone ale faciesului amfibolitelor cu almandin conţin 34,11—35,49% SiO_2.

În toate biotitele analizate, FeO este mai mare decît Fe_2O_3 şi creşte cu gradul de metamorfism, aşa cum a observat şi A. Miyashiro (14) în regiunea Nagano din Japonia. Creşterea conţinutului de FeO sau de fier total în compoziţia biotitelor cu gradul de metamorfism reiese clar din variaţia rapoartelor FeO : MgO şi FeO + Fe_2O_3 : MgO (tabelul nr. 4). Ambele rapoarte cresc slab, dar constant, de la zona cu disten—staurolit—almandin spre zona cu silimanit—almandin. T. Barth (2) a arătat că raportul FeO : MgO din biotite depinde atît de gradul de metamorfism, cît şi de natura celorlalte minerale fero-magneziene din roca-gazdă.

O creștere mai evidentă în sensul accentuării gradului de metamorfism se observă la indexul de fericitate f, care se schimbă de la 51,5 la biotitele din zona cu disten—staurolit—almandin pînă la 53,4 în biotitele din zona cu silimanit—almandin.

De asemenea, se constată o scădere a conținutului de K_2O și o creștere a celui de TiO_2 în același sens. Creșterea conținutului de TiO_2 cu gradul de metamorfism a fost remarcată și de A. Miyashiro (14).

Tabelul nr. 4

Compoziția chimică a biotitelor

Proba	2 %	3 %	4 %
SiO_2	35,49	34,30	34,11
Al_2O_3	19,55	19,29	19,92
Fe_2O_3	4,03	7,16	3,11
FeO	15,61	13,24	17,43
MnO	0,03	0,03	0,05
MgO	10,16	9,10	9,84
CaO	0,12	0,23	0,12
Na_2O	0,30	0,30	0,35
K_2O	8,34	8,25	7,63
TiO_2	1,59	1,96	1,75
H_2O+	2,59	4,09	3,13
Rest nedozat	2,19	2,05	2,56
TOTAL	100,00	100,00	100,00
FeO : MgO	1,44	1,44	1,77
FeO + Fe_2O_3 : MgO	1,93	2,24	2,08
$f = \frac{FeO + 2Fe_2O_3}{FeO + 2Fe_2O_3 + MgO}$	51,5	55,2	53,4

2. Biotit din zona cu disten—staurolit—almandin, Văliug.
3. Biotit din zona cu disten—almandin, pîriul Bibanul-Armeniș.
4. Biotit din zona cu silimanit—almandin, Armeniș.

Pe baza datelor din analiza chimică, biotitele din Munții Semenic au fost proiectate pe diagrama lui E.W. Heinrich (11). Pe această diagramă, toate analizele se situează în cîmpul de proiecție al biotitelor din rocile metamorfice (fig. 4).

Pentru toate biotitele analizate s-a calculat formula structurală (tabelul nr. 5) după metoda folosită de I.D. Borneman — Starînkevici (4). În acest scop s-a pornit de la presupunerea că restul nedozat în analiza chimică este F, pe care noi l-am introdus în formula structurală.

Din formula structurală se constată o scădere slabă a numărului de ioni de Si paralel cu creșterea gradului de metamorfism, scădere care este compensată de un număr echivalent de ioni de Al, care completează pozițiile tetraedrice din structură (8). Raportul Al : Si crește cu gradul de metamorfism de la 0,46 la 0,51. Acest fapt este în concordanță cu obser-

vaţiile lui W.T. Harry (10), după care mineralele formate la temperaturi mai înalte tind să admită mai mulţi ioni de Al în coordinaţia patru, şi cu concluziile lui N.J. Snelling (20), din care rezultă că, în general, biotitele de grad scăzut de metamorfism au conţinuturi mai ridicate de Si şi mai scăzute de Al decît cele de grad mediu şi ridicat.

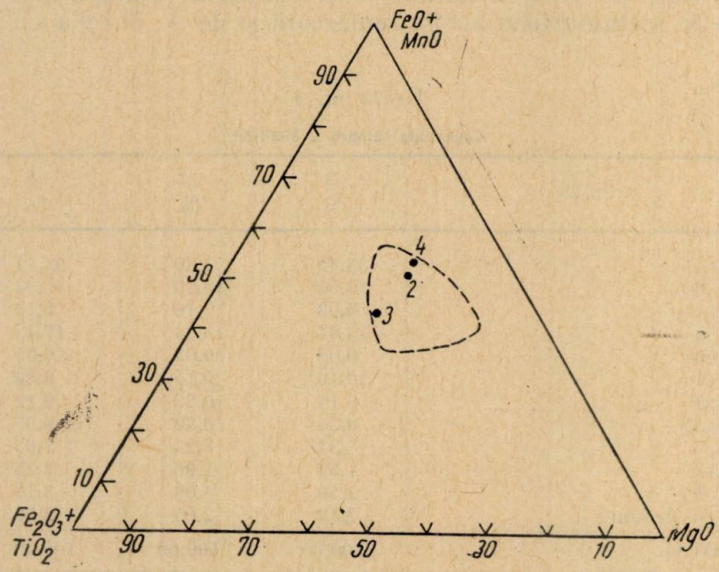


Fig. 4. — Diagrama de variaţie a compoziţiei chimice a biotitelor.

Tabelul nr. 5

Formulele structurale ale biotitelor

Proba	2		3		4	
Si	2,73	4,00	2,71	4,00	2,64	4,00
Al	1,27		1,29		1,36	
Al	0,51		0,51		0,45	
Ti	0,09		0,12		0,10	
Fe^{3+}	0,23	3,00	0,42	3,00	0,18	3,00
Fe^{2+}	1,01		0,88		1,13	
Mn	1,16		1,07		1,14	
Mg						
Ca	0,01		0,02		0,01	
Na	0,05	0,88	0,05	0,92	0,05	0,81
K	0,82		0,85		0,76	
OH	1,33	1,86	2,20	2,72	1,62	2,24
Rest (F)	0,53		0,52		0,63	
$\frac{Al_{VI} + Fe^{3+}}{Mg + Fe^{2+} + Mn + Ti + Al_{VI} + Fe^{3+}}$	0,246		0,310		0,243	

Cauzele care favorizează această înlocuire se pare că nu sînt încă pe deplin elucidate, deoarece observațiile mai recente făcute de L. P. Nikitina (16) arată, din contră, că numărul ionilor de Al admiși în pozițiile cu coordinația patru scade o dată cu creșterea gradului de metamorfism, astfel că numărul ionilor de Si crește în acest sens.

În ceea ce privește comportarea elementelor din grupa Y, se constată o ușoară creștere a numărului ionilor de Ti și a celor de Fe. Cum a observat și D. A. Velicoslavinski (6), în această grupă a elementelor cu coordinația șase raportul $Al_{VI} + Fe^{3+} : Mg + Fe^{2+} + Mn + Ti + Al_{VI} + Fe^{3+}$ ar trebui să scadă slab în sensul creșterii gradului de metamorfism. La elementele din grupa X este vizibilă o scădere ușoară a numărului ionilor de K.

Prin analiza spectrală au fost analizate elementele minore din biotitele separate din micașisturile celor patru zone de metamorfism (tabelul nr. 6).

Tabelul nr. 6

Elementele minore din biotite

Proba	1 p.p.m.	2 p.p.m.	3 p.p.m.	4 p.p.m.
	154	182	138	126
Li	490	725	690	540
Ba	~ 30	<30	< 30	<30
Sr	12	15	85	35
Pb	100	47	60	70
Cu	33	29	23	30
Ga	66	59	69	91
V	65	39	100	66
Ni	33	18	47	40
Co	59	74	68	70
Cr	~ 1,5	1,6	<1,5	<1,5
Be				

În aceste minerale se constată că Sr se găsește în conținuturi mai mici de 30 p.p.m., iar Be în conținuturi mai mici sau egale cu 1,5 p.p.m. Așa cum au remarcat A. Engel și C. Engel (9), și biotitele din cele patru zone de metamorfism din Munții Semenic se îmbogățesc treptat cu creșterea gradului de metamorfism în Ba, V, Ni, Co și Cr. Cuprul, deși în celelalte zone urmărește același sens de variație, prezintă totuși un conținut prea ridicat în biotitul din zona cu almandin.

CARACTERISTICILE PETROLOGICE ALE PROVINCIEI METAMORFICE DIN MUNȚII SEMENIC

Datele obținute din studiul variației compoziției chimice a granaților piralspitici și a biotitelor ne permit să stabilim condițiile de metamorfism care au controlat formarea șisturilor cristaline din provincia metamorfică a Munților Semenic.

După cum am arătat la prezentarea zonelor de metamorfism, în această provincie se găsesc atît subfaciesurile faciesului șisturilor verzi

(B_{1-2} — B_{1-3}), cît şi cele ale faciesului amfibolitelor cu almandin (B_{2-1} — — B_{2-3}), aşa cum sînt cunoscute ele în literatură (21), (22). În funcţie de parageneze caracteristice, această provincie corespunde tipului standard al seriilor de facies (*facies series*) „disten—silimanit", în sensul definiţiei lui A. Miyashiro (15). Seria clasică este cunoscută în Munţii Grampian din Highlandul Scoţiei, unde a fost studiată de G. Barrow (1), motiv pentru care H. Winkler (22) a denumit-o „seria de faciesuri de tip Barrow".

Principalele parageneze care apar atît în seria clasică de tip Barrow, cît şi în provincia metamorfică a Munţilor Semenic sînt marcate de seria de minerale-index clorit — biotit — almandin — staurolit — disten — silimanit, pe baza cărora au fost separate şi principalele subfaciesuri şi faciesuri metamorfice. O asemenea serie de faciesuri metamorfice s-a format în condiţii de presiune înaltă, la temperaturi cuprinse între 300 şi 750°C, după F. Turner şi J. Verhoogen (21), respectiv între 400 şi 700°C, după H. Winkler (22).

A. Miyashiro (13) a observat că în şisturile cristaline ale unei provincii metamorfice, formată în aceste condiţii generale de PT care au controlat intensitatea metamorfismului şi i-au imprimat caracterele specifice ale seriei de faciesuri, pot să apară unele particularităţi impuse de variaţiile condiţiilor de metamorfism, care se pot modifica în anumite limite de la o provincie la alta. Aceste particularităţi se reflectă în compoziţia mineralelor feromagneziene, mai ales granaţi şi biotite.

Pornind de la aceste concluzii, D. A. Velicoslavinski (5) a construit o diagramă asemănătoare cu aceea a lui A. Miyashiro, pe a cărei ordonată a luat însă conţinutul de spessartin din piralspite ca indicator al gradului şi al caracterului metamorfismului, iar pe abscisă faciesurile şi subfaciesurile de metamorfism. Pe această diagramă a proiectat granaţii piralspitici din cîteva provincii metamorfice cunoscute care s-au proiectat în cîmpuri bine delimitate (fig. 5).

Granaţii piralspitici din provincia metamorfică a Munţilor Semenic se proiectează pe această diagramă în cîmpul de proiecţie al piralspitelor din seria de Mamsk din Baicalul de nord. Aceste două provincii, privite comparativ cu celelalte, se caracterizează printr-un conţinut foarte redus de spessartin (MnO), conţinut care scade prea puţin cu creşterea gradului de metamorfism. Prin această particularitate, ambele provincii metamorfice se aseamănă cu aceea din regiunea Dutches, toate suferind un metamorfism de tip „almandinic", care reprezintă metamorfismul de presiune înaltă (13). Această particularitate este în concordanţă cu caracterul general al seriei de facies de tip Barrow, pe care l-am scos în evidenţă mai sus.

După forma cîmpului de proiecţie al granaţilor piralspitici pe diagramă, rezultă că în timpul metamorfismului presiunea litostatică a fost foarte mare şi destul de uniformă, stressul a avut o influenţă redusă, iar variaţia metamorfismului a depins de modificarea temperaturii. Aceasta a scăzut din adîncime spre suprafaţă, astfel că, în funcţie de structura în virgaţie a cristalinului şi de direcţia de afundare a structurilor, izogradele de metamorfism se succed de la est spre vest şi apoi spre sud-vest, ca în figura 1 (18).

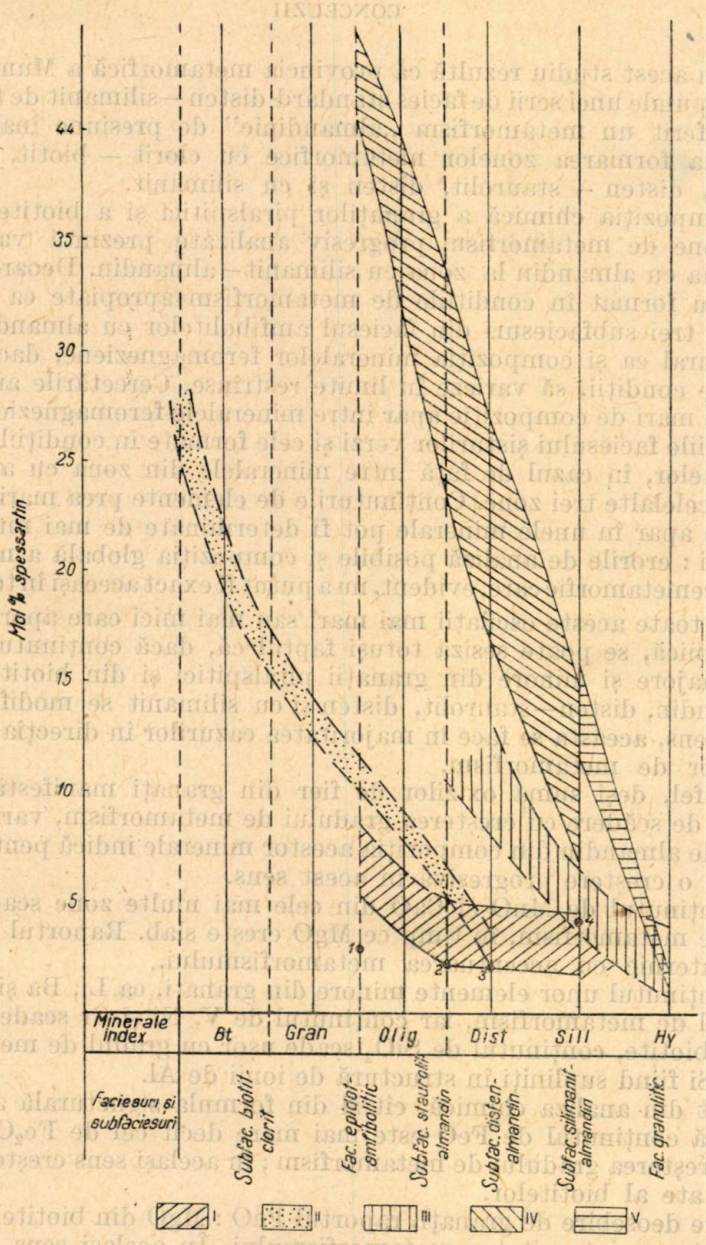


Fig. 5. — Diagrama cu cîmpurile de proiecție ale granaților piralspitici din metapelitele diferitelor provincii metamorfice.

I, seria de Mamsk din platoul Baicalului de nord; II, regiunea Stavanger; III, arhaicul Saianului de est; IV, regiunea Gosaisyo-Takanuki; V, metatufurile din Adirondack; 1–4, granați piralspitici din Munții Semenic.

CONCLUZII

Din acest studiu rezultă că provincia metamorfică a Munţilor Semenic corespunde unei serii de facies standard disten—silimanit de tip Barrow. Ea a suferit un metamorfism „almandinic" de presiune înaltă, care a condus la formarea zonelor metamorfice cu clorit — biotit, almandin, staurolit, disten — staurolit, disten şi cu silimanit.

Compoziţia chimică a granaţilor piralspitici şi a biotitelor din cele patru zone de metamorfism progresiv analizate prezintă variaţii mici de la zona cu almandin la zona cu silimanit—almandin. Deoarece aceste zone s-au format în condiţiile de metamorfism apropiate ca intensitate ale celor trei subfaciesuri din faciesul amfibolitelor cu almandin (fig. 3), este natural ca şi compoziţia mineralelor feromagneziene, dacă a depins de aceste condiţii, să varieze în limite restrînse. Cercetările au arătat că diferenţe mari de compoziţie apar între mineralele feromagneziene formate în condiţiile faciesului şisturilor verzi şi cele formate în condiţiile faciesului amfibolitelor, în cazul de faţă între mineralele din zona cu almandin şi cele din celelalte trei zone. Conţinuturile de elemente prea mari şi fluctuaţiile care apar în unele minerale pot fi determinate de mai mulţi factori, cum ar fi : erorile de analiză posibile şi compoziţia globală a materialului argilos premetamorfic care, evident, nu a putut fi exact aceeaşi în toate zonele.

Cu toate aceste oscilaţii mai mari sau mai mici care apar în compoziţia chimică, se poate sesiza totuşi faptul că, dacă conţinutul unor elemente majore şi minore din granaţii piralspitici şi din biotitele zonelor cu almandin, disten—staurolit, disten şi cu silimanit se modifică într-un anumit sens, aceasta se face în majoritatea cazurilor în direcţia schimbării condiţiilor de metamorfism.

Astfel, deşi suma oxizilor de fier din granaţi manifestă o uşoară tendinţă de scădere cu creşterea gradului de metamorfism, variaţia conţinutului de almandin din compoziţia acestor minerale indică pentru primele trei zone o creştere progresivă în acest sens.

Conţinutul de MnO şi CaO din cele mai multe zone scade uşor cu gradul de metamorfism, în timp ce MgO creşte slab. Raportul FeO : MgO scade puternic cu accentuarea metamorfismului.

Conţinutul unor elemente minore din granaţi, ca Li, Ba şi Cu, creşte cu gradul de metamorfism, iar conţinutul de V, Ni şi Cr scade.

În biotite, conţinutul de SiO_2 scade uşor cu gradul de metamorfism, ionii de Si fiind supliniţi în structură de ionii de Al.

Atît din analiza chimică, cît şi din formula structurală a biotitelor rezultă că conţinutul de FeO este mai mare decît cel de Fe_2O_3 şi creşte uşor cu creşterea gradului de metamorfism ; în acelaşi sens creşte şi indexul de fericitate al biotitelor.

Spre deosebire de granaţi, raportul FeO : MgO din biotitele aceloraşi zone creşte cu intensitatea metamorfismului. În acelaşi sens creşte slab conţinutul de TiO_2, în timp ce conţinutul de K_2O scade uşor.

Se remarcă de asemenea o creştere mai mult sau mai puţin pronunţată a conţinutului de V, Ni, Co şi Cr din biotite cu creşterea metamorfismului, spre deosebire de granaţi, în care am constatat că Ni, Cr şi V prezentau, din contră, o tendinţă de scădere în acest sens. Conţinutul de Ba creşte cu metamorfismul în ambele serii de minerale.

Observațiile făcute mai sus, deși se bazează pe diferențe de conținut foarte mici, sînt totuși în concordanță cu concluziile cercetătorilor care s-au ocupat de această problemă (5), (14). Aceste concluzii permit să se presupună, cu unele excepții, că sensul în care variază compoziția chimică a granaților și a biotitelor din micașisturile provenite din material pelitic ale zonelor diferitelor provincii metamorfice, ca și din acelea ale provinciei Munților Semenic, a fost în mare măsură sub controlul condițiilor variabile de metamorfism.

BIBLIOGRAFIE

1. Barrow G., *On the geology of lower Dee-Side and the southern Highland border*, Geol. Assoc. Proc., 1912, **XXIII**.
2. Barth T. F. W., *Structural and petrological studies in Dutches County, New York*, partea a II-a, Bull. Geol. Soc. Amer., 1936, **47**, 775.
3. Barth T. F. W., Correns C. W. und Eskola P., *Die Entstehung der Gesteine*, Berlin, 1939.
4. Борнеман-Старынкевич И. Д., *Руководство по расчету формул минералов*. Наука, Москва, 1964.
5. Великославинский Д. А., *Влияние состава вмещающих пород и специфических особенностей метаморфизма на состав пиральспитовых гранатов*, Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР, Акад. наук СССР, 1965.
6. — *Изменение соотношений в группе катионов шестерной координации в биотитах при региональном метаморфизме*, Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР, Акад. наук., СССР, 1965.
7. Codarcea Al., *Vues nouvelles sur la tectonique du Banat et du plateau de Mehedinți*, An. Inst. Geol. Rom., 1940, **XX**.
8. Deer W. A., Howie R. A. and Zussman J., *Rock-forming minerals*, Longmans, Londra, 1963.
9. Engel A. E. J. and Engel C. G. *Progressive metamorphism and granitization of the Major paragneiss, northwest Adirondack Mountains*, New York, partea a II-a, Mineralogy, Bull. Geol. Soc. Amer., 1960, **71**, 1.
10. Harry W. T., *Aluminium replacing silicon in some silicate lattices*, Min. Mag., 1950, **29**, 142.
11. Heinrich E. W., *Studies in the mica group, the biotite-phlogopite series*, Amer. Journ. Sci., 1946, **244**, 836.
12. Лебедев В. И., *Гранаты и биотиты пород ладожской формации и их петрологическое значение*, Вопросы магматизма и метаморфизма, Изд. Ленинград. Унив, 1964, **II**.
13. Miyashiro A., *Calcium poor garnet in relation to metamorphism*, Geochim. et Cosmochim. Acta, 1953, *4*, 173.
14. — *Data on garnet-biotite equilibria in some metamorphic rocks of the Ryoke zone*, Journ. Geol. Soc. Japan, 1956, **62**, 700.
15. — *Evolution of Metamorphic Belts*, Journ. Petrology, 1961, **2**, *3*.
16. Никитина Л. П., *О содержании кремния в железо-магнезиальных слюдах метаморфических пород*, Региональный матаморфизм докембрийских формаций СССР, Акад. наук СССР, 1965.
17. Savu H. și Micu C., *Contribuții la cunoașterea geologiei și petrografiei părții centrale a munților Semenic*, Dări de seamă Com. Geol., 1964, **XLIX** (1961—1962).
18. Savu H., *Structura în virgație a cristalinului munților Semenic*, Dări de seamă Com. Geol., 1965, **LI**, *1* (1963—1964).
19. Savu H., Gheorghiță I., Vasilescu Al. și Băloiu-Fărcășan Maria, *Geologia și petrografia părții de nord a munților Semenic*, An. Com. Geol., 1964, **XXXIV**, partea I.
20. Snelling N. J., *Notes on the Petrology and Mineralogy of the Barrovian Metamorphic Zones*, Geol. Mag., 1957, **XCIV**, *4*, 297.
21. Turner F. J., and Verhoogen J., *Igneous and Metamorphic Petrology*, McGraw-Hill, 1960, ed. a II-a.
22. Winkler H. G. F., *Die Genese der metamorphen Gesteine*, Springer Verlag, 1965.

Institutul Geologic al Comitetului de Stat al Geologiei.

Primit în redacție la data de 13 septembrie 1966.

Observațiile făcute mai sus, deși se bazează pe diferențe de conținut foarte mici, sînt totuși în concordanță cu concluziile cercetătorilor care s-au ocupat de aceeași problemă (5), (11). Aceste concluzii permit să se presupună, cu unele excepții, că șeurul în care variază compoziția chimică a granaților și a biotitelor din micașistuile provenite din material pelitic ale zonelor diferitelor provincii metamorfice, ca și din acelea ale provinciei Munților Semenic, a fost în mare măsură sub controlul condițiilor variabile de metamorfism.

BIBLIOGRAFIE

1. Barrow G., On the geology of lower Dee-Side and the southern Highland border. Geol. Assoc. Proc., 1912, XXIII.
2. Barth T. F. W., Structural and petrological studies in Dutchess County, New York, parts a II-a, Bull. Geol. Soc. Amer., 1936, 47, 775.
3. Barth T. F. W., Correns C. W. und Eskola P., Die Entstehung der Gesteine, Berlin, 1939.
4. Горшенин-Старшинеева П. Д., Руководство по рисунку формы минералов, Наука, Москва, 1951.
5. Безшносавинова Д. А., Влияние состава вмещающих пород и степени/характера обособленности зеленокаменных/ на состав пород осевой/ зоны/ складок, Региональный метаморфизм докембрийских/ геосинклиний/ формаций СССР, Акад. наук СССР, 1955.
6. — Изменение состояния/ и среды/ кристаллов/ минералов/ в/ процессе/ прогрессивного/ регионального/ метаморфизма, Региональный метаморфизм докембрийских/ формаций СССР, Акад. наук СССР, 1955.
7. Cobanca Al., Tres nouvelles/ sur la tectonique du Banat et du plateau de Mehedinți, An. Inst. Geol. Rom., 1910, XX.
8. Dietz W. A., Hovis R. A. and Krissan J., Rock-forming minerals, Longmans, London, 1953.
9. Engel A. E. J. and Engel C. G., Progressive metamorphism and granitization of the Major paragneiss, northern/ Adirondack Mountains, New York, parts a II-a, Bull. Geol. Soc. Amer., 1953, 71, 1.
10. Harry W. T., Aluminium/ in quartz/ silicon in/ some/ silicate/ lattices, Min. Mag., 1950, 29, 142.
11. Heinrich E. W., Studies in the mica group, the biotite-phlogopite series, Amer. Journ. Sci., 1946, 244, 830.
12. Хевеля В. Н., Условия и физика/ недр/ тектонической/ деформации и их/ петрологическое/ значение, Госфонды/ материалы/ и/ метаморфизма, Инт. Геол. наук, Труды, Минск, 1954, II.
13. Miyashiro A., Calcium poor garnet in relation to metamorphism, Geochim. et Cosmochim. Acta, 1953, 4, 179.
14. — Data on garnet-biotite equilibria in some metamorphic rocks of the Ryoke zone, Japan, Geol. Soc. Japan, 1956, 62, 700.
15. — Evolution of Metamorphic Belts, Journ. Petrology, 1961, 2, 3.
16. Никитина Л. Н., О содержании кремния в гранатах метаморфических сланцев Мамско-Чуйского района, Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР, Акад. наук СССР, 1955.
17. Savu H. și Mrazec C., Contribuții la cunoașterea geologiei și petrografiei părții centrale a munților Șureanu, Dări de seamă Com. Geol., 1961, XLIX (1961–1962).
18. Savu H., Structure in migmatite a crystalloblastic mantle/ Semenic Massif/ Dări de seamă Com. Geol., 1965, LI, 1 (1963–1964).
19. Savu H., Ghenciulescu L. Vasilescu Al. și Bleahu-Enescu Maria, Geologia și petrografia părții de nord a munților Semenic, An. Com. Geol., 1961, XXXII, partea I.
20. Sneltzno N. J., Notes on the Petrology and Mineralogy of the Barrovian Metamorphic Zones, Geol. Mag., 1957, XCIV, 4, 327.
21. Tuhkan F. J. and Nikonow J., Igneous und Metamorphic Petrology, McGraw-Hill, 1960, ed. a II-a.
22. Winkler H. G. F., Die Genese der metamorphen Gesteine, Springer Verlag, 1965.

Institutul Geologic al Comitetului de Stat al Geologiei

Primit în redacție la data de 13 septembrie 1966.

STUDIUL GEOCHIMIC AL PROCESULUI DE SERICITIZARE A ANDEZITULUI CUARȚIFER DIN MUNȚII METALIFERI

(ZĂCĂMÎNTUL BUCIUM ȘI CONCORDIA)

DE

CONSTANTINA STANCIU, AL. DIMITRIU și CONSTANȚA UDRESCU

55 (05)

S-a stabilit față de filon următoarea succesiune zonală a transformărilor : andezit propilitizat cu andezin, andezit propilitizat cu sericit și andezit sericitizat. Ultimul tip de transformare s-a dovedit a fi rezultatul unui aport însemnat de K, OH, Ba și de levigare a Na, Ca, $Fe_{(0)}$, Mg (proces de sericitizare în sens strict) ; local participă carbonați și antigorit, care mențin valori ridicate pentru Ca, $Fe_{(0)}$, Mg. Andezitul sericitizat se impune drept indicator al filoanelor hidrotermale din zăcămintele Bucium și Concordia din Munții Metaliferi.

Stabilirea unor criterii geochimice eficiente în prognoza zăcămintelor hidrotermale impune cercetarea aprofundată a aspectelor de transformare a rocilor-gazdă rezultate din activitatea soluțiilor postvulcanice. Determinarea tipurilor de transformare hidrotermală și încadrarea lor în serii cu caracter zonal față de căile de acces ale soluțiilor, caracterizarea produsului final al activității metasomatice în relație cu mineralizația sînt principalele laturi ale problemei cercetate.

În țara noastră, cercetările efectuate în ultimul timp asupra transformărilor hidrotermale ale vulcanitelor au adus contribuții importante la elucidarea schimbărilor mineralogice și chimice în cadrul proceselor de sericitizare [1] (1), (7) și adularizare [2] (5), (6).

[1] Constantina Stanciu, *Studiul alterațiilor hidrotermale din rocile efuzive neogene din zona Zlatna—Stănija (Munții Metaliferi)*, Arh. Com. Geol., 1960.

[2] I. Măldărescu și L. Bonea, *Asupra zonalității fenomenelor de alterare hidrotermală ce afectează vulcanitele din reg. Baia Mare*, Consfătuirea geologilor din D.M.N.,

St. și cerc. de geol., geof. și geogr., Seria geologie, t. 12, nr. 1, p. 145–158, București, 1967

În alegerea zăcămintelor, am ţinut seamă că filoanele din Munţii Metaliferi sînt cantonate, în principal, în andezitul cuarţifer din faza III eruptivă (3), precum şi de faptul că mineralizaţia cantonată în această rocă este reprezentată prin două tipuri distincte : auro-argentiferă şi complexă.

Dezvoltarea normală a aureolelor hidrotermale din zăcămintele Concordia (mineralizaţie auro-argentiferă) şi Bucium (mineralizaţie de sulfuri metalice), cu succesiunea evidentă a tipurilor de alterare, de la andezitul cuarţifer proaspăt prin andezitul propilitizat la cel intens alterat de lîngă filon, ne-a oferit posibilitatea de a obţine unele rezultate reprezentative în caracterizarea fenomenului de hidrometamorfism cu privire la procesul de sericitizare, frecvent întîlnit în Munţii Metaliferi.

Lucrarea de faţă constituie o sinteză a cercetărilor mineralogice [3] şi chimice [4] întreprinse de autori sub îndrumarea prof. D. Giuşcă.

Mineralizaţia de la Bucium (sectorul Aramă) prezintă o compoziţie complexă, caracterizîndu-se printr-un conţinut ridicat de lamprite (pirită, calcopirită, blendă, galenă, enargit, titraedrit), la care se adaugă aur şi argint. Profilele cercetate cuprind modificările andezitului cuarţifer, dispuse în jurul filonului Aramă propriu-zis, la nivelul orizontului 1 Mai (Ana) şi —40 m, precum şi schimbările asociate mai multor crăpături de la orizontul principal.

Mineralizaţia de la Concordia (sectorul Almaş—Stănija) este dominant auro-argentiferă, conţinutul lampritic avînd numai o importanţă mineralogică. Au fost urmărite transformările andezitului cuarţifer din zona de influenţă a filonului 2 la nivelul orizonturilor I şi IV. Este de remarcat în acest caz succesiunea normală a transformărilor, datorată absenţei crăpăturilor secundare care, în alte situaţii, complică prin fenomene de interferenţă succesiunea modificărilor ; pe de altă parte, grosimea redusă a filoanelor (uneori de cîteva zeci de centimetri) determină aureole cu dezvoltare mică, în care zona intens transformată are o grosime redusă (sub 1 m) şi este localizată numai în imediata apropiere a filonului.

METODE DE ANALIZĂ ŞI REPREZENTARE

Pentru aprofundarea modului în care se desfăşoară procesul hidrometamorfic şi caracterizarea mai completă a tipurilor de transformare, s-au făcut determinări mineralogice, chimice (componenţi majori) şi

---

Bucureşti, 1961 ; Constantina Stanciu, *Studiul transformărilor hidrotermale din zăcămîntul aurifer Săsar (reg. Baia Mare)*, Arh. Com. Geol., 1961—1962 ; Constantina Stanciu, *Studiul mineralizaţiilor şi alteraţiei hidrotermale legate de eruptivul neogen*, Arh. Com. Geol., 1964 ; Constantina Stanciu, Constanţa Udrescu şi Alexandra Medeşan, *Studiul mineralogic şi geochimic al proceselor de alterare hidrotermală a vulcanitelor din zona nordică a Carpaţilor Orientali*, Arh. Com. Geol., 1965.

[3] Constantina Stanciu, *Studiul zonalităţii proceselor de metasomatoză hidrotermală din zăcămîntul Bucium şi Săcărîmb (Munţii Metaliferi)*, Arh. Com. Geol., 1961—1962 ; Constantina Stanciu, *Studiul mineralizaţiilor şi alteraţiilor hidrotermale legate de eruptivul neogen (mina Haneş şi Concordia)*, Arh. Com. Geol., 1963.

[4] Al. Dimitriu şi M. Breabăn, *Studiul chimic şi geochimic al proceselor de alteraţie hidrotermală a vulcanitelor din Munţii Metaliferi*, Arh. Com. Geol., 1962 ; Al. Dimitriu, *Studiul geochimic al proceselor de alteraţie hidrotermală a vulcanitelor din Munţii Metaliferi*, Arh. Com. Geol., 1963.

spectrografice (componenți minori). Dintre elementele minore s-au determinat Ba, Sr, Li, V, Mn, Ni, Co, Ga, Be, Cu, Pb, care prezintă unele corelații geochimice cu elementele majore din silicați.

Rezultatele privind componenții majori au fost convertite în valori echivalente, comparabile, calculîndu-se celula standard după B a r t h (2), care face posibilă, în studierea proceselor metasomatice, evidențierea migrației ionilor în succesiunea transformărilor, aportul și levigarea de substanțe prin constituirea bilanțului ionic. Pe de altă parte, pentru a facilita interpretarea rezultatelor privind componenții minori, s-au alcătuit, potrivit regulilor de diadohism (6), cupluri de element major — element minor : K—Ba, Ca—Sr, Fe—(Mn, V, Co, Ni), S—(Pb, Cu).

În diagrama de variație este ilustrat grafic modul în care se orientează și se desfășoară procesul hidrotermal. Sînt notate pe ordonată : numărul de ioni N din celula standard, p.p.m. pentru elemente minore, p.p.m. $\times 10^{-3}$ pentru elemente majore și $N-N_0$ în cazul bilanțului, în care N_0 reprezintă valorile din celulă ale rocii proaspete luate ca termen de referință ; abscisa reprezintă distanța (d) în metri față de filon. În baza diagramelor sînt prezentate tipurile definite de transformările mineralogice încadrate în succesiunea lor.

Valorile analitice primare (compuși majori și minori), valorile din celula standard și bilanțul ionic sînt cuprinse astfel :

— zăcămîntul Bucium, profil la orizontul 1 Mai (tabelele nr. 1 și 3 ; fig. 1 și 4) ;

— zăcămîntul Bucium, profil la orizontul —40 m (tabelele nr. 2 și 3 ; fig. 1 și 4) ;

— zăcămîntul Bucium, profil la orizontul 1 Mai (tabelul nr. 4 ; fig. 2) ;

— zăcămîntul Concordia, profil la orizontul I (tabelele nr. 5 și 7 ; fig. 3 și 4) ;

— zăcămîntul Concordia, profil la orizontul IV (tabelele nr. 6 și 7 ; fig. 3 și 4).

TIPURILE DE TRANSFORMARE ȘI ZONALITATEA ALTERAȚIEI HIDROTERMALE

Repartizarea mineralelor de neoformație ale andezitului cuarțifer diferențiază în aureolele hidrotermale din zăcămintele Bucium și Concordia trei tipuri distincte de transformare, dispuse în următoarea ordine față de filoanele mineralizate :

1) andezit propilitizat cu andezin, care constituie zona externă ;
2) andezit propilitizat cu sericit, care constituie zona mediană ;
3) andezit sericitizat, care constituie zona internă.

Aceeași dispoziție zonală în succesiunea transformărilor a fost identificată de unul din autori și în minele Muncăcească-est, Haneș și Almaș (1), (7). Schema are un caracter general, fiind întocmită prin coroborarea datelor obținute în cercetarea procesului hidrotermal în toate aceste zăcăminte. În cazul transformărilor de la Bucium și Concordia, produsele de alterare se înscriu în serii în care succesiunea este normală, cu evident caracter zonal.

Tabelul nr. 1

Zăcămîntul Bucium, orizontul 1 Ma

Compoziția chimică (%)

Proba / Oxizi	1	2	3	4
SiO_2	59,19	57,96	58,06	61,47
Al_2O_3	19,39	18,76	18,52	19,51
Fe_2O_3	0,00	0,00	0,74	0,00
FeO	6,42	2,20	1,44	0,12
FeS_2	0,47	4,64	4,34	8,32
TiO_2	0,64	0,69	0,59	0,62
P_2O_5	0,12	0,09	0,15	0,11
CaO	6,78	5,83	5,11	0,38
MgO	2,80	2,89	2,66	1,46
Na_2O	2,34	2,05	1,00	urme
K_2O	0,79	1,27	2,05	4,54
H_2O+	0,39	2,01	2,62	2,69
CO_2	0,49	0,55	2,08	urme
TOTAL	99,82	98,94	99,36	99,22

Celula standard (N)

Nr. probei	K	Na	Ca	Mg	Fe^{3+}	$Fe^{2+}_{(0)}$	$Fe^{2+}_{(S)}$	Al	Si	Ti	P	C	O	OH	S
1+	1,0	4,1	6,5	3,7	0	4,9	0,2	20,7	53,6	0,5	0,1	0,6	157,2	2,5	0,3
2	1,3	3,5	5,5	3,9	0	1,6	2,0	19,8	51,8	0,5	0,1	0,6	144,1	11,9	4,0
3	2,3	1,7	4,9	3,5	0,6	1,0	1,8	19,5	51,9	0,4	0,1	2,5	140,9	15,6	3,5
4	5,2	0	0,3	1,9	0	0,1	3,6	20,4	54,1	0,4	0,1	0	137,0	15,8	7,2

Bilanțul ionic ($N-N_0$) din celula standard*

Nr. probei	K	Na	Ca	Mg	Fe^{3+}	$Fe^{2+}_{(0)}$	$Fe^{2+}_{(S)}$	Al	Si	Ti	P	C	O	OH	S
2	+0,3	−0,6	−1,0	+0,2	0	−3,3	+1,8	−0,9	−1,8	0	0	0	−13,1	+ 9,4	+3,7
3	+1,3	−2,4	−1,6	−0,2	+0,6	−3,9	+1,6	−1,2	−1,7	−0,1	0	+1,9	−16,3	+13,1	+3,2
4	+4,2	−4,1	−6,2	−1,8	0	−4,8	+3,4	−0,3	+0,5	−0,1	0	−0,6	−19,8	+13,3	+6,9

* Valorile din celula standard ale probei nr. 1 (roca în aspect proaspăt) au fost luate drept termen de referință (N_0) în calculul bilanțului ionic.

Tabelul nr. 2

Zăcămîntul Bucium, orizontul −40m

Compoziția chimică (%)

Proba / Oxizi	5	6	7	8	9
SiO_2	57,83	59,33	57,98	59,78	58,52
Al_2O_3	18,73	19,15	18,08	19,54	17,10
Fe_2O_3	0,00	0,00	0,08	0,35	0,10
FeO	3,86	6,42	2,38	0,94	2,09
FeS_2	4,56	0,39	6,08	4,79	6,10
TiO_2	0,66	0,66	0,65	0,62	0,59
P_2O_5	0,10	0,09	0,15	0,12	0,10
CaO	5,54	6,74	5,95	2,65	3,72
MgO	2,58	2,72	2,60	3,35	3,41
Na_2O	2,25	2,04	2,01	1,38	1,67
K_2O	0,62	0,28	0,77	1,92	1,64
H_2O+	2,65	2,44	2,14	3,40	4,04
CO_2	0,35	0,24	0,70	0,31	1,74
TOTAL	99,73	100,50	99,57	99,15	100,82

Celula standard (N)

Nr. probei	K	Na	Ca	Mg	Fe^{3+}	$Fe^{2+}_{(O)}$	$Fe^{2+}_{(S)}$	Al	Si	Ti	P	C	O	OH	S
5	0,7	3,9	5,2	3,4	0	2,9	2,0	19,7	51,3	0,5	0,1	0,5	140,3	15,7	4,0
6	0,3	3,5	6,3	3,6	0	4,7	0,2	19,9	52,1	0,5	0,1	0,3	145,3	14,3	0,4
7	0,9	3,4	5,7	3,4	0,1	1,8	2,7	18,9	51,6	0,5	0,1	0,9	141,8	12,8	5,4
8	2,1	2,3	2,4	4,3	0,3	0,7	2,1	20,0	52,0	0,4	0,1	0,4	136,1	19,7	4,2
9	1,9	2,8	3,4	4,4	0,1	1,5	2,7	18,7	51,6	0,4	0,1	2,2	131,4	23,3	5,3

Bilanțul ionic ($N-N_0$) din celula standard *

Nr. probei	K	Na	Ca	Mg	Fe^{3+}	$Fe^{2+}_{(O)}$	$Fe^{2+}_{(S)}$	Al	Si	Ti	P	C	O	OH	S
5	−0,3	−0,2	−1,3	−0,3	0	−2,0	+1,8	−1,0	−2,3	0	0	−0,1	−16,9	+13,2	+3,7
6	−0,7	−0,6	−0,2	−0,1	0	−0,2	0	−0,8	−1,5	0	0	−0,3	−11,9	+11,8	+0,1
7	−0,1	−0,7	−0,8	−0,3	+0,1	−3,1	+2,5	−1,8	−2,0	0	0	+0,3	−15,4	+10,3	+5,1
8	+1,1	−1,8	−4,1	+0,6	+0,3	−4,2	+1,9	−0,7	−1,6	−0,1	0	−0,2	−21,1	+17,2	+3,9
9	+0,9	−1,3	−3,1	+0,7	+0,1	−3,4	+2,5	−2,0	−2,0	−0,1	0	+1,6	−25,8	+20,8	+5,0

* Bilanțul a fost calculat față de proba nr. 1 (orizontul 1 Mai), care are aspectul cel mai proaspăt.

Tabelul nr. 3

Elemente minore (p.p.m)

Zăcămîntul Bucium, orizontul 1 Mai

Nr. Probei	Ba	Sr	Li	V	Mn	Ni	Co	Ga	Be	Cu	Pb
1	310	170	8	57	690	<10	<10	19	<1	16	10
2	590	590	15	57	650	10—30	<10	21	<1	19	10
3	350	380	18	69	890	<10	<10	17	<1	24	10
4	610	62	3	77	210	<10	<10	25	<1	14	20

Zăcămîntul Bucium, orizontul — 40

Nr. probei	Ba	Sr	Li	V	Mn	Ni	Co	Ga	Be	Cu	Pb
5	300	490	38	68	>1 200	<10	<10	18	<1	22	35
6	<200	586	51	77	>1 200	<10	<10	16	<1	60	132
7	420	670	45	73	780	<10	<10	19	<1	51	20
8	910	360	77	78	930	<10	<10	21	<1	39	65
9	230	465	23	108	1 170	<10	<10	19	<1	300	35

Tabelul nr. 4

Zăcămîntul Bucium, orizontul 1 Mai

Compoziţia chimică (%)

Proba / Oxizi	10	11	12	13	14	15	16
SiO_2	57,61	57,48	54,83	55,32	56,60	55,50	57,07
Al_2O_3	18,53	18,76	19,19	19,35	18,94	18,52	17,44
Fe_2O_3	0,20	0,69	0,61	0,49	0,68	0,46	0,60
FeO	5,57	4,44	3,19	2,74	1,32	0,92	0,58
FeS_2	0,43	1,44	5,50	5,36	5,33	7,26	6,56
TiO_2	0,69	0,66	0,75	0,75	0,71	0,62	0,69
P_2O_5	0,16	0,12	0,15	0,16	0,10	0,09	0,12
CaO	7,73	7,10	6,59	7,08	5,91	5,57	5,01
MgO	3,50	3,75	3,00	3,68	4,45	3,14	4,26
Na_2O	2,16	2,05	1,71	1,11	1,46	1,63	1,46
K_2O	0,75	0,25	0,71	0,21	0,84	1,79	1,08
H_2O^+	2,20	2,26	1,75	2,69	2,38	2,53	3,74
CO_2	0,22	0,72	0,92	0,29	0,48	2,31	0,81
TOTAL	99,72	99,72	98,90	99,23	99,20	100,34	99,42

Celula standard (N)

Nr. probei	K	Na	Ca	Mg	Fe^{3+}	$Fe^{2+}_{(O)}$	$Fe^{2+}_{(S)}$	Al	Si	Ti	P	C	O	OH	S
10	0,8	3,7	7,3	4,6	0,4	4,2	0,2	19,5	51,3	0,5	0,1	0,3	146,4	13,2	0,4
11	0,3	3,5	6,7	4,9	0,6	3,2	0,6	19,6	51,1	0,5	0,1	0,8	144,8	13,9	1,3
12	0,8	3,1	6,5	4,2	0,6	2,4	2,5	20,8	50,4	0,6	0,1	1,1	144,2	10,8	5,0
13	0,2	1,9	6,7	5,0	0,4	2,1	2,4	20,4	49,4	0,5	0,1	0,4	139,1	16,1	4,8
14	1,0	2,5	5,6	5,5	0,6	1,0	2,3	20,0	50,8	0,5	0,1	0,6	139,5	15,8	4,7
15	2,0	2,7	5,2	4,1	0,4	0,7	3,1	19,1	48,8	0,4	0,1	2,7	138,9	14,8	6,3
16	1,2	2,4	4,7	5,5	0,5	0,4	2,9	18,2	50,2	0,4	0,1	1,0	135,0	19,2	5,8

Bilanțul ionic ($N-N_0$) din celula standard *

Nr. probei	K	Na	Ca	Mg	Fe^{3+}	$Fe^{2+}_{(O)}$	$Fe^{2+}_{(S)}$	Al	Si	Ti	P	C	O	OH	S
10	−0,2	−0,4	+0,8	+0,9	+0,4	−0,7	0	−1,2	−2,3	0	0	−0,3	−10,8	+10,7	+0,1
11	−0,7	−0,6	+0,2	+1,2	+0,6	−1,7	+0,4	−1,1	−2,5	0	0	+0,2	−12,4	+11,4	+1,0
12	−0,2	−1,0	0	+0,5	+0,6	−2,5	+2,3	+0,1	−3,2	+0,1	0	+0,5	−13,0	+ 8,3	+4,7
13	−0,8	−2,2	+0,2	+1,3	+0,4	−2,8	+2,2	−0,3	−4,2	0	0	−0,2	−18,1	+13,6	+4,5
14	0	−1,6	−0,9	+1,8	+0,6	−3,9	+2,1	−0,7	−2,8	0	0	0	−17,7	+13,3	+4,4
15	+1,0	−1,4	−1,3	−0,4	+0,4	−4,2	+2,9	−1,6	−4,8	−0,1	0	+2,1	−18,3	+12,3	+6,0
16	+0,2	−1,7	−1,8	+1,8	+0,5	−4,5	+2,7	−2,5	−3,4	−0,1	0	+0,4	−22,2	+16,7	+5,5

* Bilanțul a fost calculat față de proba nr. 1.

Tabelul nr. 5

Zăcămîntul Concordia, orizonul I

Compoziția chimică (%)

Proba / Oxizi	17	18	19	20	21
SiO_2	56,38	53,43	54,89	55,47	51,52
Al_2O_3	19,88	19,10	18,28	18,28	19,70
Fe_2O_3	2,57	2,01	1,61	0,83	0,55
FeO	3,53	5,08	4,15	0,68	4,75
FeS_2	0,00	0,00	0,00	3,91	0,28
(Fe_2O_3) t	6,49	7,65	6,52	4,12	6,03
TiO_2	0,60	0,65	0,57	0,37	0,57
MnO	0,17	0,18	0,22	0,30	0,34
P_2O_5	0,22	0,22	0,20	1,12	0,16
CaO	7,42	7,06	6,45	5,36	5,47
MgO	3,29	3,96	3,88	0,87	2,54
Na_2O	2,63	2,13	0,76	0,16	0,48
K_2O	1,50	1,67	4,34	5,55	5,00
H_2O+	1,38	2,97	3,90	2,95	4,48
CO_2	0,16	2,30	1,05	4,05	4,04
TOTAL	106,22	108,41	106,82	104,02	105,91

Celula standard (N)

Nr. probei	K	Na	Ca	Mg	Fe^{3+}	$Fe^{2+}_{(O)}$	$Fe^{2+}_{(S)}$	Al	Si	Ti	Mn	P	C	O	OH	S
17	0,5	1,4	4,4	2,7	1,6	1,6	0,0	19,4	62,2	0,5	0,1	0,3	0,3	151,6	8,4	0,0
18	0,6	1,1	4,1	3,2	1,2	2,3	0,0	18,2	57,7	0,6	0,1	0,3	3,4	142,6	17,4	0,0
19	1,5	0,4	3,7	3,1	1,0	1,9	0,0	17,6	59,3	0,6	0,1	0,3	1,6	137,0	23,0	0,0
20	1,9	0,1	3,0	0,7	0,5	0,3	1,7	16,8	58,0	0,3	0,1	1,2	5,7	139,4	17,2	3,4
21	1,7	0,3	3,1	2,0	0,3	2,1	0,1	18,4	54,7	0,5	0,2	0,3	5,8	133,9	25,9	0,2

Bilanțul ionic ($N-N_0$) din celula standard *

Nr. probei	K	Na	Ca	Mg	Fe^{3+}	$Fe^{2+}_{(O)}$	$Fe^{2+}_{(S)}$	Al	Si	Ti	Mn	P	C	O	OH	S
18	+0,1	−0,3	−0,3	+0,5	−0,4	+0,7	0,0	−1,2	−4,5	0,0	+0,1	0,0	+3,1	− 9,0	+ 9,0	0,0
19	+1,0	−1,0	−0,7	+0,4	−0,6	+0,3	0,0	−1,8	−2,9	+0,1	0,0	0,0	+1,3	−14,6	+14,6	0,0
20	+1,4	−1,3	−1,4	−2,0	−1,1	−1,3	+1,6	−2,6	−4,2	−0,2	0,0	+0,9	+5,4	−12,2	+ 8,8	+3,4
21	+1,2	−1,1	−1,3	−0,7	−1,3	+0,5	+0,1	−1,0	−7,5	0,0	+0,1	0,0	+5,5	−17,7	+17,5	+0,2

* Bilanțul ionic a fost calculat față de proba nr. 17.

Tabelul nr. 6

Zăcămîntul Concordia, orizontul IV

Compoziția chimică (%)

Proba / Oxizi	22	23	24	25	26
SiO_2	56,51	52,39	54,16	52,48	47,79
Al_2O_3	17,90	17,93	20,46	19,95	16,63
Fe_2O_3	1,74	1,79	0,54	1,13	1,26
FeO	4,83	4,70	2,10	4,37	4,12
FeS_2	0,00	0,00	1,50	0,55	0,23
(Fe_2O_3) t	7,11	7,01	3,85	6,35	6,08
TiO_2	0,48	0,48	0,62	0,54	0,50
MnO	0,17	0,19	0,18	0,26	0,54
P_2O_5	0,21	0,16	0,20	0,20	0,19
CaO	6,20	6,58	5,23	4,33	8,07
MgO	4,27	4,00	1,36	3,17	3,58
Na_2O	2,50	1,98	0,20	0,36	0,40
K_2O	1,69	2,00	4,82	4,74	4,60
H_2O+	2,51	4,01	4,63	4,50	4,42
CO_2	0,76	3,92	3,60	3,20	5,80
TOTAL	106,88	107,14	103,65	106,13	104,21

Celula standard (N)

Nr. probei	K	Na	Ca	Mg	Fe^{3+}	$Fe^{2+}_{(0)}$	$Fe^{2+}_{(S)}$	Al	Si	Ti	Mn	P	C	O	OH	S
22	0,9	1,3	3,6	3,5	1,0	2,2	0,0	17,2	61,8	0,3	0,1	0,3	1,1	145,1	14,9	0,0
23	0,7	1,1	3,8	3,2	1,1	2,1	0,0	16,8	55,9	0,1	0,1	0,3	5,7	136,8	23,2	0,0
24	1,6	0,1	2,9	1,0	0,3	0,9	0,1	18,5	55,2	0,5	0,1	0,3	5,1	133,2	26,6	0,2
25	1,6	0,2	2,4	2,5	0,6	1,9	0,3	18,6	55,7	0,3	0,1	0,3	4,6	133,5	26,0	0,5
26	1,6	0,2	4,7	2,9	0,8	1,9	0,1	16,1	52,5	0,3	0,2	0,3	8,7	133,5	26,3	0,2

Bilanțul ionic ($N-N_0$) din celula standard *

Nr. probei	K	Na	Ca	Mg	Fe^{3+}	$Fe^{2+}_{(0)}$	$Fe^{2+}_{(S)}$	Al	Si	Ti	Mn	P	C	O	OH	S
22	+0,5	−0,1	−0,8	+0,8	−0,6	+0,6	0	−2,2	−0,4	−0,2	0	0	+0,8	− 6,5	+ 6,5	0
23	+0,2	−0,3	−0,6	+0,5	−0,5	+0,5	0	−2,6	−6,3	−0,4	0	0	+5,4	−14,8	+14,8	0
24	+1,1	−1,3	−1,5	−1,7	−1,3	−0,7	+0,1	−0,9	−7,0	0	0	0	+4,8	−18,4	+18,2	+0,2
25	+1,1	−1,2	−2,0	−0,2	−1,0	+0,3	+0,3	−0,7	−6,5	−0,2	0	0	+4,3	−18,1	+17,6	+0,5
26	+1,1	−1,2	+0,3	+0,2	−0,8	+0,3	+0,1	−3,3	−9,7	−0,2	+0,1	0	+8,4	−18,1	+17,7	+0,2

* Bilanțul s-a calculat față de proba nr. 17 (orizontul I).

Tabelul nr. 7

Elemente minore (p.p.m.)

Zăcămîntul Concordia orizontul I

Nr. probei	Ba	Sr	Li	V	Mn	Ni	Co	Ga	Be	Cu	Pb
17	350	580	23	103	1 000	<10	<10	20	<1	89	24
18	290	435	85	135	870	<10	<10	19	<1	30	<10
19	215	465	19	138	920	10−30	<10	19	<1	26	<10
21	800	170	60	100	>1 200	<10	<10	20	<1	17	<10

Zăcămîntul Concordia, orizontul IV

Nr. probei	Ba	Sr	Li	V	Mn	Ni	Co	Ga	Be	Cu	Pb
22	460	590	70	88	1 200	<10	10	20	2,5	29	27
23	530	410	93	96	>1 200	<10	10	18	2,7	24	<10
24	515	105	16	109	1 000	<10	<10	13	2,4	17	<10
25	800	130	50	94	>1 200	<10	10	24	2,7	25	<10
26	565	695	62	101	>1 200	<10	10	19	2,5	19	52

Tabelul nr. 8

Rocile analizate

Nr. probei	Denumirea rocii	Localizare
1	andezit cuarțifer cu hornblendă	zăcămînt Bucium, orizontul 1 Mai
2	andezit propilitizat cu andezin	zăcămînt Bucium, orizontul 1 Mai
3	andezit propilitizat cu sericit	zăcămînt Bucium, orizontul 1 Mai
4	andezit sericitizat	zăcămînt Bucium, orizontul 1 Mai
5	andezit propilitizat cu andezin	zăcămînt Bucium, orizontul —40m
6	andezit propilitizat cu andezin	zăcămînt Bucium, orizontul —40m
7	andezit propilitizat cu andezin	zăcămînt Bucium, orizontul —40m
8	andezit propilitizat cu sericit	zăcămînt Bucium, orizontul —40m
9	andezit sericitizat cu carbonați	zăcămînt Bucium, orizontul —40m
10	andezit cuarțifer cu hornblendă	zăcămînt Bucium, orizontul 1 Mai
11	andezit propilitizat cu andezin	zăcămînt Bucium, orizontul 1 Mai
12	andezit propilitizat cu sericit	zăcămînt Bucium, orizontul 1 Mai
13	andezit propilitizat cu andezin	zăcămînt Bucium, orizontul 1 Mai
14	andezit propilitizat cu sericit	zăcămînt Bucium, orizontul 1 Mai
15	andezit sericitizat cu clorit	zăcămînt Bucium, orizontul 1 Mai
16	andezit sericitizat cu clorit	zăcămînt Bucium, orizontul 1 Mai
17	andezit cuarțifer cu hornblendă	zăcămînt Concordia, orizontul I
18	andezit propilitizat cu andezin	zăcămînt Concordia, orizontul I
19	andezit propilitizat cu sericit	zăcămînt Concordia, orizontul I
20	andezit sericitizat	zăcămînt Concordia, orizontul I
21	andezit sericitizat	zăcămînt Concordia, orizontul I
22	andezit propilitizat cu andezin	zăcămînt Concordia, orizontul IV
23	andezit propilitizat cu andezin	zăcămînt Concordia, orizontul IV
24	andezit sericitizat cu carbonați și clorit	zăcămînt Concordia, orizontul IV
25	andezit sericitizat cu carbonați și clorit	zăcămînt Concordia, orizontul IV
26	andezit sericitizat cu carbonați și clorit	zăcămînt Concordia, orizontul IV

Roca proaspătă. În punctele cele mai îndepărtate de filon, andezitul cuarțifer este o rocă de culoare neagră. Fenocristalele de plagioclaz de tip andezin au compoziția cuprinsă între 35 și 45% An ; elementele melanocrate sînt reprezentate prin hornblendă verde și piroxeni (pentru andezitul de la Concordia s-au recunoscut și rare foițe de biotit), dintre care cea dintîi este mai frecventă și mai larg cristalizată. Pasta este feldspatică microgranulară. Biotitul verde și cloritul (clinoclor și penin) pseudomorfozează integral piroxenii și parțial cristalele de hornblendă verde. Sfenul apare sporadic numai în cadrul piroxenilor.

Andezitul în acest aspect, caracterizat de biotitizarea și cloritizarea majorității componentelor melanocrate, este considerat în lucrarea de față „rocă proaspătă" și este luat ca termen de referință în aprecierea

transformărilor produse în cele trei zone. Roca se găseşte în partea marginală a zonei externe (proba nr. 1 din profilul de la orizontul 1 Mai, din zăcămîntul Bucium şi proba nr. 17 din profilul de la orizontul I din zăcămîntul Concordia).

1. *Andezitul propilitizat cu andezin* (*zona externă*). Modificările mineralogice şi chimice arată că procesul de propilitizare constituie o etapă moderată în dinamica hidrometamorfică. Andezitul în acest aspect prezintă faţă de roca proaspătă deosebiri neesenţiale. Produsele formate în acest stadiu de transformare sînt caracterizate din punct de vedere mineralogic prin dezvoltarea preponderentă a pseudomorfozelor de clorit feromagnezian, iar chimic, prin mici modificări în ceea ce priveşte, îndeosebi, Na, K, OH.

Principala transformare a andezitului constă în pseudomorfozarea fenocristalelor, pasta rămînînd proaspătă sau fiind uşor substituită. Cristalele de plagioclaz se conservă în general proaspete; integritatea feldspaţilor este afectată de o slabă înlocuire cu albit, sericit şi cuarţ, la care se adaugă epidot, calcit şi clorit, dezvoltate pe zonele anortitice. Elementele melanocrate sînt în întregime înlocuite. Produsele principale şi comune ambelor zăcăminte, enumerate în ordinea importanţei, sînt : clorit (clinoclor şi penin negativ), calcit, sericit şi cuarţ. Acestora li se asociază, în zăcămîntul Bucium, epidotul, clinozoizitul şi zeoliţii, iar în Concordia prehnitul, minerale a căror participare cantitativă este inferioară cloritelor (circa 20%), principalele produse de substituţie. În cadrul pastei, în andezitul din partea marginală dinspre filon, se dezvoltă agregate radiale de clorit. Pirita este prezentă, dar neimportantă.

Modificările în compoziţia chimică a andezitului propilitizat în raport cu roca proaspătă constau în următoarele : o scădere neînsemnată a Na, însoţită de creşterea K şi OH, datorită distrugerii incipiente a plagioclazilor, care parţial se transformă în sericit; Ca, Mg, Fe prezintă o tendinţă de uşoară scădere în strînsă legătură cu transformarea integrală a elementelor melanocrate în clorit (care explică, de asemenea, creşterea OH), epidot, clinozoizit, prehnit şi calcit, concomitent cu substituţia în unele cazuri a moleculei anortitice cu calcit, epidot şi clorit.

În cuprinsul zonei externe, schimbările în compoziţia chimică a andezitului variază însă în limite restrînse. Se remarcă o uşoară tendinţă de creştere a K, OH, Mg şi de scădere a Na, Ca şi, în mod deosebit, a Fe^{2+} din silicaţi către zona de tranziţie (fig. 3 şi 4), datorită dezintegrării treptate a plagioclazilor şi înlocuirii parţiale a epidotului, clinozoizitului şi prehnitului cu clorit. Aceste variaţii mici corespund unor transformări reduse ale andezitului, ceea ce constituie o caracteristică a procesului de propilitizare, în care roca îşi păstrează structura porfirică, dar capătă culoarea verde.

2. *Andezitul propilitizat cu sericit* (*zona mediană*). Andezitul cuarţifer din această zonă reprezintă un stadiu intermediar de transformare între tipul 1, de andezit propilitizat cu andezin, şi formele de intensă transformare localizate în apropierea filoanelor. Transformările se produc în sensul unei accentuate cloritizări, însoţită de o sericitizare din ce în ce mai avansată. Toate elementele rocii, fenocristale (cu excepţia cuarţului) şi pasta, sînt modificate. Numărul mineralelor de substituţie tinde să se reducă, în principal, la sericit (circa 20%) şi clorit (circa 30%), care iau

o mare dezvoltare. Astfel, epidotul, prehnitul și clinozoizitul sînt înlocuite pînă la dispariție cu clorit și în special cu sericit, plagioclazii sînt aproape integral sericitizați, iar în pastă se dezvoltă cantități mari de clorit și sericit. În subsidiar, apar calcitul și cuarțul.

Această alcătuire mineralogică simplificată se reflectă în schimbările compoziției chimice prin levigarea Na și îmbogățirea rocii în K și OH, mai intense decît în zona externă. Dezvoltarea cloritelor menține Mg la valori destul de ridicate, spre deosebire de conținuturile în Fe, care prezintă în continuare o pronunțată tendință de scădere, în relație cu substituția incipientă a cloritelor feromagneziene cu antigorit. Variația conținutului în Ca, îndeosebi, are un caracter oscilatoriu, ca rezultat al multiplelor procese care au avut loc : levigare, redepunere a Ca primar și aport din soluția hidrotermală. De asemenea, oarecare neregularități se observă și în variația celorlalte elemente. Aceasta apare drept o caracteristică a transformărilor din această zonă, în care andezitul propilitizat cu sericit manifestă caractere comune atît cu andezitul propilitizat cu andezin, cît și cu cel sericitizat.

Macroscopic, fenomenul se traduce printr-o decolorare mai intensă a rocii, culoarea fiind cenușie-albă-verzuie, cu menținerea încă a structurii porfirice. Este posibil ca această formă de transformare să fie absentă, trecerea de la andezitul propilitizat cu andezin la cel intens transformat fiind directă, ca urmare a influenței reduse pe care o prezintă filoanele cu dimensiuni mici (profilul de la orizontul IV, mina Concordia, fig. 3).

3. *Andezitul sericitizat* (*zona internă*). Andezitul se prezintă, față de zonele anterioare, intens transformat, cu alcătuire mineralogică foarte simplă, caracterizată prin participarea preponderentă a sericitului, format în prezența unor concentrații ridicate de K. Roca este rezultatul substituției integrale a fenocristalelor și al substituției parțiale a pastei cu sericit (>45 %). Acest tip de transformare apare foarte evident în mina Bucium, orizontul 1 Mai (fig. 1). Cu totul sporadic, cuarțul, calcitul și antigoritul coexistă alături de sericit.

Sericitului i se asociază uneori, în cantități importante, antigoritul și carbonații, care definesc în cadrul acestei zone două parageneze distincte, caracterizate prin participarea constantă a mineralului micaceu :

a) andezit sericitizat cu carbonați, în care calcitul și sideroza apar dezvoltate în special în cadrul melanocratelor (profilul la orizontul —40m din mina Bucium, fig. 2) ;

b) andezit sericitizat cu carbonați și clorit ; antigoritul, împreună cu calcitul, sideroza și sericitul, formează pseudomorfozele mineralelor melanocrate ; sericitul și mai puțin cuarțul apar în mod normal în cadrul plagioclazilor.

Prezența permanentă a sericitului în zona internă, cu tendința de acumulare a acestuia în apropierea filoanelor, impune admiterea termenului de sericitizare și pentru cazurile în care cloritul sau carbonații participă, alături de acest mineral, în cantități importante.

Compoziția chimică a andezitului din zona internă, indiferent de participarea carbonaților sau a cloritului, este definită îndeosebi de levigarea aproape totală a Na, îmbogățirea maximă în K și OH și micșorarea conținuturilor de $Fe^{2+}_{(0)}$ și Ca (participarea calcitului pe diaclazele rocii sericitizate poate ridica valoarea calcitului, după cum se observă

în profilul de la orizontul I, mina Concordia, fig. 3). Conţinuturile mai ridicate de Mg, $Fe^{2+}_{(0)}$ şi Ca în această zonă particularizează în cadrul procesului de sericitizare aspectele cu importanţă locală, menţionate mai sus: andezit sericitizat cu carbonaţi şi andezit sericitizat cu carbonaţi şi clorit.

Transformările rocii situate în zona internă se reflectă în aspectul megascopic prin albirea acesteia; textura primară se distruge, rezultînd un agregat compact microgranular.

În cuprinsul aureolei hidrotermale, pirita este omniprezentă, cu tendinţă de acumulare spre filon, ceea ce este evidenţiat chimic prin creşterea progresivă a sulfului.

COMPORTAREA IONILOR ÎN PROCESUL DE SERICITIZARE

Cercetarea diagramelor de variaţie, atît a componenţilor chimici majori (valorile din celula standard N şi bilanţul ionic $N-N_0$), cît şi a componenţilor chimici minori în corelaţie cu mineralele de neoformaţie, evidenţiază în desfăşurarea procesului de sericitizare caracterul continuu al transformărilor, sensul, amplitudinea şi ritmul modificărilor în succesiunea seriilor zonale.

Din examinarea modului în care se repartizează valorile chimice de-a lungul profilelor rezultă, în general, o comportare diferită a ionilor. Astfel, K^+, Na^+, OH^-, Ca^{2+}, Mg^{2+}, $Fe^{2+,3+}_{(0)}$, C^{4+}, S^{2-} au un grad de variaţie ridicat, Al^{3+} şi Si^{4+} scăzut, iar Ti^{4+} şi P^{5+} practic nul. Aceste deosebiri ilustrează o mobilitate specifică fiecărui ion, cunoscută din legile generale ale migraţiei, care se manifestă evident şi în evoluţia procesului de metasomatoză hidrotermală.

Siliciul şi aluminiul din anionul complex al mineralelor primare participă aproximativ în acelaşi raport molecular în anionul silicaţilor de neoformaţie, ceea ce determină slaba lor variaţie, în timp ce K, Na, Ca, Mg, Fe, OH participă în mod diferit în compoziţia noilor minerale şi marchează un grad de variaţie ridicat. În schimb, Ti şi P sînt reţinuţi permanent de sfen şi apatit, minerale cu mare stabilitate în decursul transformărilor.

În geochimia procesului de sericitizare a andezitului cuarţifer, elementul cel mai semnificativ se dovedeşte a fi potasiul. Dezvoltarea tipică a procesului apare în profilul de la orizontul 1 Mai—Bucium (fig. 1), ale cărui rezultate le folosim pentru exemplificare. De la andezitul proaspăt, concomitent cu substituţia plagioclazilor şi a elementelor melanocrate cloritizate cu sericit, K creşte progresiv în zonele 1 şi 2, de la $K_2O = 0{,}79\%$, respectiv $K_{1,0}$, şi prezintă un salt în zona internă, unde atinge valoarea maximă de $K_2O = 4{,}54\%$, respectiv $K_{5,2}$.

Reprezentativ pentru procesul de sericitizare este şi OH^-. Prezenţa apei favorizează formarea cloritelor şi, în mod deosebit, a sericitului şi este evidenţiată de îmbogăţirea treptată a rocii în OH^-, care ajunge la valoarea de $H_2O^+ = 2{,}69\%$, respectiv $OH_{15,8}$, faţă de roca proaspătă cu $H_2O^+ = 0{,}39\%$, respectiv $OH_{2,5}$. Specific procesului de sericitizare se dovedeşte a fi de asemenea bariul, a cărui variaţie urmăreşte cu acelaşi ritm şi sens potasiul (de la 300 p.p.m. la 600 p.p.m. în zona internă).

Pe de altă parte, în sericitizare se constată pierderea continuă, pînă la dispariție, a Na și Ca. În unele situații, prezența carbonaților în zona internă menține conținutul în Ca și $Fe^{2+}_{(0)}$ la o valoare ridicată și scade conținutul în K prin substituția cu carbonat a sericitului (orizontul —40 m Bucium, fig. 1); în cazul calcitului precipitat pe diaclazele rocii sericitizate, K rămîne la o valoare normală (orizontul I — Concordia, fig. 3).

Stronțiul urmează modul de variație a calciului, prezentînd concentrații mici în andezitul sericitizat (60 p.p.m.) și o concentrație mai ridicată în andezitul sericitizat cu carbonați (460 p.p.m.), fără a se evidenția în mod deosebit în cazul andezitului sericitizat cu diaclaze de calcit.

De asemenea, fierul din silicați este levigat treptat prin convertirea hornblendei, biotitului și epidotului în clorite feromagneziene; în zona internă, cloritele feromagneziene sînt substituite, în principal, cu antigorit și sericit, ceea ce este marcat prin dispariția fierului din silicați.

Dintre elementele din grupa fierului, numai Mn prezintă o variație cu valoare interpretativă; concentrațiile sale sînt mici în andezitul sericitizat și relativ ridicate în andezitul din zona internă, în a cărui parageneză intră, pe lîngă sericit, și carbonații.

Dezvoltarea cloritelor în zonele externă și mediană determină ca Mg să prezinte variații foarte reduse. În zona internă, conținutul său se menține la valori ridicate pentru parageneza sericit + carbonați, sericit + carbonați + clorit și scade în cazul unei sericitizări în sens strict.

Piritizarea, mai accentuată spre filon, determină concentrația gradată a sulfului. De acesta se leagă Fe, Pb și Cu, care prezintă variații neregulate, însă cu aceeași tendință generală de acumulare în zona internă.

La fel ca Al și Si, Ga și Be nu prezintă variații semnificative în procesul de sericitizare. V, Ni, Co au tendințe de scădere spre filon, concomitent cu descreșterea Fe; aceeași comportare o prezintă și litiul.

Comportarea elementelor chimice în desfășurarea procesului de sericitizare se evidențiază net din datele bilanțului ionic care, prin cantificarea aportului și levigării, aduc precizări asupra migrației ionilor.

Aportul de substanță în sericitizare este definit, în principal, de K^+ însoțit de OH^-, componenți caracteristici procesului. De asemenea, componenți prin aport sînt sulful și bioxidul de carbon, însă neesențiali procesului de sericitizare.

Levigarea este dominată în special de Na, Ca, Fe din silicați și mai puțin de Mg.

Între levigarea Na și aportul de K se remarcă o corelație inversă.

CONCLUZII

Cercetarea produselor de transformare hidrotermală, legate de mineralizația polimetalică din zăcămîntul Bucium și auro-argentiferă din zăcămîntul Concordia, a permis separarea din punct de vedere mineralogic și chimic a următoarelor tipuri de transformare:

1) andezit propilitizat cu andezin (zona externă);
2) andezit propilitizat cu sericit (zona mediană);
3) andezit sericitizat (zona internă).

Tipurile de transformare se încadrează în serii cu dispoziţie zonală faţă de căile de circulaţie ale soluţiilor.

Dezvoltarea intensă a sericitului, evidenţiat de un aport ridicat de K şi OH, defineşte andezitul sericitizat în sens strict. Uneori, sericitul ocură împreună cu calcitul, şi aceasta determină creşterea conţinutului în Ca şi scăderea K, după cum participarea antigoritului, alături de sericit şi carbonat, menţine Mg la o valoare ridicată.

Variaţia compoziţiei chimice a andezitului în suita transformărilor, al cărui termen final are caracter potasic, evidenţiază schimbări profunde în concentraţia K^+, OH^-, Ba^{2+} (prin proces de aport) şi Na^+ (prin proces de levigare). Aceşti ioni se dovedesc indicatori geochimici ai sericitizării.

BIBLIOGRAFIE

1. Borcoş M. şi Stanciu Constantina, *Alteraţia hidrotermală a andezitului cuarţifer din zăcământul Haneş (Munţii Metaliferi)*, Al VI-lea Congr. carp. balc., Varşovia, 1963.
2. Burri C., *Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage*, Basel, 1959.
3. Ghiţulescu T. P. et Socolescu M., *Étude géologique et minière de Monts Métallifères*, Ann. Inst. Géol. Roum., 1941, **XXI.**
4. Giuşcă D., *Aadularizarea vulcanitelor din regiunea Baia Mare*, St. şi cerc. geol., geof., geogr., Seria Geologie, 1960, **V**, *3*.
5. Giuşcă D. şi Ionescu J., *Contribuţiuni la geochimia vulcanitelor din Munţii Gutăi*, St. şi cerc. geol., geof., geogr., Seria Geologie, 1963.
6. Rankama K. and Sahama Th., *Geochemistry*, Londra 1952.
7. Stanciu Constantina, *Contribuţiuni la cunoaşterea transformărilor hidrotermale ale rocilor andezitice*, St. şi cerc. geol., geof., geogr., Seria Geologie, 1961, **VI**, *4*.

Institutul geologic al Comitetului de Stat al Geologiei

Primit în redacţie la 14 aprilie 1966

ROCILE ERUPTIVE METAMORFOZATE DIN PARTEA DE VEST A MASIVULUI POIANA RUSCĂ (NĂDRAG — HĂUZEȘTI)

DE

OSKAR W. MAIER și IOAN SOLOMON

55(05)

Rocile eruptive metamorfozate din partea de vest a Masivului Poiana Ruscă aparțin tipurilor magmatice gabbrodioritic — gabbroidă (metadoleritul) și granodioritică — farsunditică (metaporfirul granodioritic).
Transformările suferite de rocile eruptive înaintea metamorfismului regional, în faza hidrotermală a magmatismului inițial și apoi în timpul metamorfismului regional au fost studiate calitativ și cantitativ din punct de vedere mineralogic și chimic.

În partea de vest a Masivului Poiana Ruscă, prezența rocilor eruptive metamorfozate a fost semnalată pentru prima dată de către Fr. Schafarzik (11), care consideră că unele roci de pe Valea Icobului (Hăuzești), „datorită granulelor albăstrui de cuarț, amintesc de anumite porfiroide". Aceste roci și altele la fel formează în regiunea noastră mai multe corpuri eruptive cartate pentru prima oară în 1961 [1].

Corpurile de roci metaeruptive sînt alungite paralel cu direcția generală est-vest a structurii șisturilor cristaline: corpurile mai mici formează silluri în șisturile înconjurătoare, cele mari sînt dykuri al căror contact cu șisturile arată că sînt probabil verticale, deci ușor discordante față de acestea, a căror înclinare este de aproximativ 70—85° spre sud.

[1] O. Maier, I. Solomon și G. Vasilescu, *Raport asupra prospecțiunilor geologice executate în regiunea Nădrag (Poiana Ruscă)*, Arh. Com. Geol., 1961.

În regiunea învecinată, la nord de regiunea noastră, V. C. Papiu (9) a menţionat prezenţa unor roci porfirogene cartate mai tîrziu detaliat de C. Chivu şi colab. [2]. În zona nordică a Masivului Poiana Ruscă rocile porfirogene mai sînt cunoscute între localităţile Roşcani şi Muncelu, unde au fost descrise întîi de C. Gheorghiu (3). Cartarea acestora se datoreşte lui R. Dimitrescu [3] (regiunea de la sud de Roşcani) şi O. Pîrvu [4] (regiunea Muncelu).

În 1960 cartările geologilor Gh. Neacşu şi colab. [5] (8), I. Hanomolo şi colab. [6], H. Kräutner şi colab. [7], H. Kräutner [8] (5), contribuie prin detalieri cartografice şi descriptive la cunoaşterea mai exactă a acestor roci.

GEOLOGIA ŞISTURILOR CRISTALINE

În regiunea Nădrag — Hăuzeşti predomină şisturile cristaline, străbătute de roci banatitice şi acoperite pe alocuri de cinerite şi aglomerate cretacice.

La nord de valea Padeşului şisturile sînt în general slab metamorfozate (subfaciesul cuarţ — albit — biotitic), reprezentate prin şisturi sericito-cloritoase, mai mult sau mai puţin cuarţitice, pe alocuri biotitice, uneori cu pigment grafitos, cuarţite negre rubanate, calcare. În regiunea văii Padeşului şi la sud de ea, şisturile sînt mai puternic metamorfozate, fiind reprezentate prin şisturi sericito-cloritoase-biotitice, şisturi cuarţitice cu biotit, şisturi cuarţitice cu biotit şi granaţi mici, micaşisturi cu granaţi mari, şisturi amfibolice, şisturi calcaroase, calcare cristaline (subfaciesul cuarţ — albit — almandinic). Între şisturile de la nord şi cele de la sud de valea Padeşului există o falie direcţională, marcată printr-o zonă largă de şisturi slab milonitizate în care granaţii sînt parţial cloritizaţi (4).

Din punct de vedere sedimentologic, iniţial atît şisturile de la nord de falie, cît şi cele de la sud de ea au luat naştere pe seama unui material sedimentar terigen argilo-grezos cu intercalaţii de gresii şi calcare. Aceste depozite sedimentare au fost străbătute de roci eruptive bazice şi de roci eruptive intermediare în faza magmatismului iniţial.

---

[2] C. Chivu şi V. Serafimovici, *Raport geologic asupra lucrărilor de prospecţiuni geologice pentru minereuri de fier şi sulfuri complexe (Poiana Ruscă)*, Arh. Com. Geol., 1961.

[3] R. Dimitrescu, *Raport asupra ridicărilor geologice din partea de nord-est a masivului Poiana Ruscă*, Arh. Com. Geol., 1953.

[4] O. Pîrvu, *Raport asupra cercetărilor geologice din regiunea Muncelul Mic — Cutin*, Arh. Com. Geol., 1955.

[5] Gh. Neacşu, P. Zimmermann şi C. Paraschivescu, *Raport geologic asupra prospecţiunilor pentru minereuri de fier din partea de nord-vest a masivului Poiana Ruscă*, Arh. Com. Geol. 1960.

[6] I. Hanomolo, A. Hanomolo şi C. Chivu, *Raport geologic asupra lucrărilor de prospecţiune geologică, pentru mineralizări de fier în regiunea Vf. Plaiului — Ferigi — Poienița Tomii — Muncelul Mic*, Arh. Com. Geol., 1960.

[7] H. Kräutner, Fl. Kräutner, M. Duţu şi N. Stan, *Raport asupra lucrărilor de prospecţiuni geologice din extremitatea nord-estică a masivului Poiana Ruscă (Veţel — Muncelul Mic — Cerbăl — Groşi)*, Arh. Com. Geol., 1960.

[8] H. Kräutner, *Studiul asupra zăcămintelor din partea de NE a Cristalinului epimetamorfic din masivul Poiana Ruscă*, Arh. Com. Geol., 1962.

Depozitele sedimentare și rocile eruptive, bazice și intermediare au fost metamorfozate împreună. Gradul de metamorfism al șisturilor crește spre adîncime și în sensul înclinării lor generale (spre sud). Rocile eruptive bazice aflorează în șisturile epimetamorfe de la nord de falia direcțională, în timp ce rocile eruptive intermediare se întîlnesc și în șisturile de la sud de această falie. Din punct de vedere petrografic și al chimismului, nu există nici o deosebire între rocile eruptive intermediare de la nord și cele de la sud de această falie. Această constatare și litologia asemănătoare a șisturilor amintite, ne-au condus la concluzia că cele două pachete de șisturi reprezintă stratigrafic aproximativ același complex, paralelizabil cel puțin parțial cu complexul superior al șisturilor sericito-cloritoase de la Teliuc — Ghelar — Vadu Dobrii [9].

ROCILE ERUPTIVE METAMORFOZATE

Metadolerite. Roca are o culoare neagră-vineție, uneori cu nuanțe de verde-oliv, fin rubanată. A fost întîlnită în versantul drept al văii Nădrăgelului, unde apare în două corpuri apropiate și paralele, orientate aproximativ est-vest, și pe pîrîul Cireșa, unde s-a cartat un corp mai mic. Primele două corpuri : cel nordic, lung de peste 4—5 km și cu o grosime aparentă de 150—200 m, și cel de la sud de acesta, cu dimensiunile de 1,5 km/50—100 m, sînt bine deschise pe afluenții drepți ai văii Nădrăgelului. Roca are o structură ofitică, textura masivă, în partea centrală a sillului nordic, slab orientată în părțile periferice ale acestuia și în sillul sudic. Mineralele componente sînt oligoclaz-andezinul, amfibolul, biotitul, zoizitul (epidotul), cloritul, sericitul, calcitul și mineralele auxiliare titanomagnetitul și apatitul.

Plagioclazul idiomorf, zonat și maclat polisintetic, păstrează uneori o dispoziție ofitică și este puternic ciuruit de actinot, clorit, sericit și zoizit. Zoizitul, masat de obicei în nucleul plagioclazului, este orientat în direcția alungirii lui și urmărește dispoziția ofitică a acestuia. Cantitatea mare de zoizit sugerează că plagioclazul inițial era destul de bazic. Interstițiile dintre plagioclazi sînt ocupate, pe lîngă mineralele femice, de albit și calcit. Compoziția medie a plagioclazului, determinată pe indivizi nezonați, este de circa 25—30% An.

În unele secțiuni, plagioclazul prezintă structuri de dezamestec, rezultat al condițiilor de metamorfism regional. Fenomenul este sincinematic, ceea ce rezultă din faptul că în interiorul unui asemenea plagioclaz structurile de dezamestec descriu cute microscopice.

Amfibolul, o hornblendă verde comună, ocupă spațiile dintre cristalele alungite ale plagioclazilor sau este concrescut cu acesta. Nucleul hornblendei este uneori ocupat de un agregat de biotit brun, în foițe mici orientate diagonal pînă la paralel față de clivajele amfibolului. Tot paralel cu clivajele amfibolului și numai în porțiunile biotitizate se înșiră numeroase granule de titanit. Hornblenda poate fi parțial actinolitizată sau complet cloritizată. În acest din urmă caz se obține un agregat de clorit care păstrează conturul mineralului inițial, străbătut de șiruri paralele de granule de titanit și de titanomagnetit.

[9] O. Maier, H. Kräutner, Fl. Kräutner, G. Mureșan și M. Mureșan, *Structura geologică a regiunii Teliuc—Vadu Dobrii*, Comunicare în 1960, ședințele Com. Geol.

Biotitul este secundar, format pe seama hornblendei, pe care o înlocuieşte parţial sau total începînd din centru spre periferie, păstrînd contururile cristalografice ale mineralului primar. În parte este cloritizat, fenomen care afectează şi hornblenda, în special în porţiunile periferice ale ei, unde începe să se desfacă pe clivaj în prisme lungi şi înguste de actinolit. Biotitizarea amfibolului şi saussuritizarea plagioclazului au avut loc înaintea metamorfismului regional.

Cloritul este mai abundent în porţiunile marginale ale corpului de metadolerit, unde hornblenda este aproape complet actinolitizată. Din fenocristalele de hornblendă se desprind la extremităţi bucăţi scămoşate care la rîndul lor se desfac în prisme izolate de actinolit. În jurul acestui agregat de actinolit, în care cu greu se mai recunoaşte forma cristalografică iniţială, întîlnim uneori o aureolă keliphitică de clorit. Procesul de cloritizare este cu atît mai intens, cu cît roca prezintă mai evidente urme de zdrobire şi tinde spre un aspect de pîslă de clorit şi actinolit (cu predominarea primului) în care continuă să se destrame resturi de hornblendă, iar plagioclazul îşi pierde contururile, trecînd în albit. Roca începe să se reorganizeze şi textural, adaptîndu-se condiţiilor de metamorfism. Textura ofitică iniţială nu mai rămîne decît sub formă de relicte, care dispar şi ele pe măsura transformării întregului plagioclaz în albit.

Dintre mineralele secundare amintite, albitul prezintă un început de sericitizare, titanitul şi titanomagnetitul apar sub formă de şiraguri în amfibolul transformat sau între granulele celorlalte minerale sub formă de plajă largă de titanomagnetit cu contururi neregulate înconjurate de o aureolă îngustă de titanit.

În rezumat se poate spune că doleritul a suferit următoarele transformări :

În faza magmatică iniţială, cristalizarea amfibolului titanifer pe seama piroxenului (din piroxen n-au rămas relicte ; fenomenul poate fi presupus după habitusul amfibolului) şi recristalizarea plagioclazului bazic într-unul intermediar.

Transformările hidrotermale legate de magmatismul iniţial sînt biotitizarea amfibolului titanifer şi saussuritizarea plagioclazului intermediar.

În timpul metamorfismului regional, amfibolul rămas trece parţial în actinolit ; cloritizarea unei părţi a amfibolului şi a biotitului ; albitizarea parţială a plagioclazului intermediar ; sericitizarea incipientă a albitului.

Metadolerit (afluent drept al văii Nădrăgelului)

	Nr. 10 *	Nr. 6 151*		Valorile Niggli	
				Nr. 10	Nr. 6 151
SiO_2	44,60	46,52	si	94	106,4
Fe_2O_3	7,23	5,30	al	21,2	24,7
FeO	5,22	5,22	fm	57,3	47,0
Al_2O_3	17,04	18,30	c	12,9	16,9
MnO	0,14	0,10	alk	8,9	11,3
CaO	5,70	6,94	k	0,09	0,15
MgO	11,60	8,20	mg	0,63	0,59
Na_2O	3,94	4,35	qz	— 42	0,22
K_2O	0,47	1,16	c/fm	0,22	0,36
H_2O	3,20	3,37			
	99,14	99,46			

* Analist Dumitrescu Teodora

Transformările suferite de rocă în timpul magmatismului (faza hidrotermală) și apoi în timpul metamorfismului regional se reflectă în chimismul și în compoziția mineralogică cantitativă a rocii actuale.

După valorile Niggli, tipul magmatic căruia îi aparține roca este femic, bazic, sărac în alcalii și sărac pînă la normal în c. Aceste caracteristici corespund unei magme gabbrodioritice pînă la gabbroidă. Valorile c relativ scăzute față de tipurile magmatice amintite pot fi destul de bine explicate prin transformările suferite de rocă, în special prin biotitizarea amfibolului și saussuritizarea plagioclazului bazic cu eliberarea CaO, care este consumat în parte prin formarea zoizitului, iar în parte a cristalizat sub formă de calcit. Nu-i exclus ca o parte din acest CaO să fi fost îndepărtat în soluție.

Compoziție modală			Compoziție mineralogică calculată din analize [10]			
	Nr. 14	Nr. 6 151	Nr. 6 151		Nr. 10	
Plagioclaz (An_{25})	44,6	31,0	39,6	(An_{20}) (23% Ho)	41,3	(An_{13})
Amfibol	30,3	31,2	35,0	(12% Glph)	2,90	
Biotit	—	4,5	10,9	(20% FeBi)	4,5	
Zoizit	5,1	20,0	9,6		17,2	
Clorit	16,5	4,0	3,0	(amezit)	27,5	
Sericit	2,9	3,4	—		—	
Calcit	—	4,5	—		—	
Minereu	0,6	1,2	5,6		7,7	
	100,0	99,8	103,7		101, 1	
	Deficit SiO_2		3,7		1,1	

Comparînd compozițiile mineralogice modale cu cele calculate din analizele chimice se constată o creștere a cantității de zoizit (calcit) în dauna plagioclazului, a cantității de clorit pe seama amfibolului și a biotitului.

Între compoziția modală și compoziția mineralogică calculată a probei nr. 6 151 există unele diferențe care se datoresc în parte planimetrării (zoizitul formează cristale foarte mici și numeroase, ceea ce a dus la o apreciere exagerată a cantității), în parte faptului că în analiza chimică n-a fost dozat CO_2, din care cauză nu am calculat calcitul, CaO corespunzător fiind înglobat la plagioclaz. În fine, tot K_2O a fost utilizat la formarea biotitului, fără a ține cont de existența unei cantități mici de sericit.

Făcînd bilanțul componentelor chimice ale celor două roci analizate prin metoda celulelor-standard după Barth (Conrad Burri (1)) se obține:

Nr. 6 151 : $K_{1,4}$, $Na_{7,8}$, $Ca_{6,9}$, $Mg_{11,4}$, $Fe_{7,8}$, $Al_{20,1}$, $Si_{43,4}$ (139,2 O 20,8 OH)

Nr. 10 : $K_{0,8}$, $Na_{7,4}$, $Ca_{5,7}$, $Mg_{16,3}$, $Fe_{9,4}$, $Al_{18,9}$, $Si_{41,9}$ (140 O 20 OH)

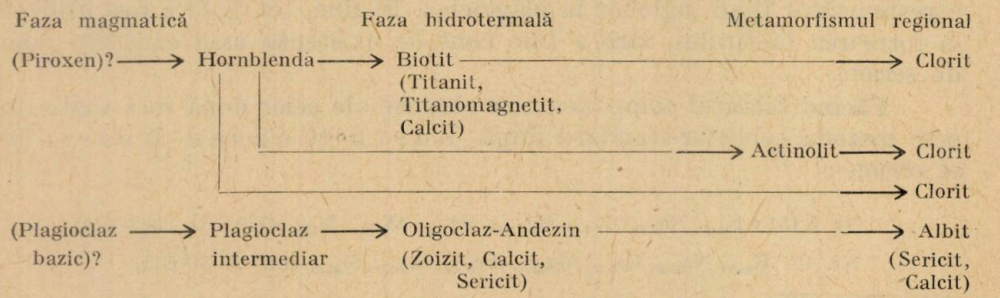
[10] La calcularea din analiza chimică a compoziției mineralogice nu s-a ținut cont decît de mineralele efectiv existente în rocă (constatate în secțiuni subțiri).

În comparaţie cu proba nr. 6 151, provenită din corpul eruptiv nordic mai departe de contact, în proba nr. 10, colectată din sillul sudic mai subţire, aproape de contact, se constată :

Introdus	Îndepărtat
4,8 Mg,,,	1,5 Si
1,4 Fe,,	1,2 Al
0,2 Fe	1,2 Ca
	0,4 Na
	0,8 K
	0,8 OH
6,4 cationi	5,1 cationi + 0,8 ioni OH
(valenţe 14,4)	(valenţe 14,4)

În procesul de biotitizare a amfibolului are loc o îmbogăţire în Mg, Fe şi K şi o sărăcire în Al şi Si. Faptul că în bilanţul chimismului celor două roci apare o sărăcire în K se explică prin fenomenul ulterior, metamorfic, de cloritizare (mai intens la roca nr. 10), în care are loc o nouă îmbogăţire în Mg şi Fe concomitent cu o sărăcire în K şi o nouă pierdere în Si (îmbogăţirea în Al legată de cloritizare este compensată de pierderea acestuia în procesul de saussuritizare a plagioclazului). Tot în timpul biotitizării amfibolului are loc şi o relativă sărăcire în Na, amfibolul fiind slab sodic. Îmbogăţirea relativă în Si şi Na legată de saussuritizarea plagioclazului nu compensează sărăcirea în aceste elemente legată de biotitizare şi cloritizare. Îndepărtarea unei cantităţi de Ca este legată de biotitizarea amfibolului şi de saussuritizarea plagioclazului, cînd părţi de Ca eliberat cristalizează sub formă de calcit care putea fi îndepărtat în soluţie. Deficitul în Ca mai este însă legat şi de transformările din timpul metamorfismului regional, cînd plagioclazul se transformă parţial în albit, iar o parte a hornblendei şi a actinolitului sînt cloritizate.

Bilanţul chimic conduce deci la aceeaşi concluzie ca şi compararea compoziţiilor mineralogice ale celor două eşantioane, şi anume : procesul iniţial de saussuritizare a plagioclazului a fost aproximativ la fel de intens în toată masa rocii eruptive bazice. La contact însă, biotitizarea a fost mai puternică decît în interiorul corpului eruptiv, de asemenea roca a fost mai puternic afectată de metamorfismul regional la periferie decît în interiorul sillului. Schematic, fenomenele de transformare a rocii eruptive bazice iniţiale în rocă eruptivă metamorfozată poate fi reprezentat astfel :



Metaporfirele granodioritice au o răspîndire mai mare decît metadoleritul : la sud de Hăuzeşti pe Valea Satului şi pe afluenţii acestuia apare

un corp mare, lung de circa 3,5 km și lat de peste 1 km. Acest corp a fost urmărit de la gura Văii Satului (Valea Icobului) pînă în culmea Brainul Mare. Pe versantul nord-estic al acestei culmi, în afara regiunii noastre, în prelungirea corpului acestuia nu apar decît cîteva corpuri foarte mici cartate de C. Chivu și V. Serafimovici[11]. O serie de dykuri cu dimensiuni diferite, dar în general mici, au fost întîlnite pe Dealul Mastacan, pe muchia dintre vîrful Pohia și vîrful Babei, pe doi afluenți drepți ai Văii Nădragului la sud de vîrfurile amintite. Un corp mai mare pe un alt mic afluent drept al Văii Nădragului la vest de vîrful Pietroasei, pe valea Pietroasei și pe un mic afluent drept al văii Nădrăgelului. Pe pîrîul Cireșul a fost întîlnit un dyk subțire (circa 50 m grosime aparentă) iar pe mai mulți afluenți stîngi ai văii Nădragului (Valea Padeșului) cum ar fi pîrîul Hațegan și alții, au fost cartate mai multe corpuri mici de metaporfire granodioritice.

Megascopic, se observă într-o masă șistoasă cuarțito-clorito-biotitică fenocristale relicte de cuarț albăstrui-violaceu și de feldspat, putînd să atingă diametrul de 2 pînă la 10 mm. Faptul că fenocristalele de cuarț pot fi uneori foarte mărunte, încît la o examinare fugară să nu se observe, face posibilă confundarea rocii metaeruptive cu un șist clorito-cuarțitic cu biotit. Descreșterea dimensiunii fenocristalelor de cuarț se face gradual spre periferia corpurilor mari, cum e cel de la sud de Hăuzești. Uneori caracterul metaeruptiv al rocii apare clar abia la microscop; în masa fundamentală cu textură șistoasă se observă fenocristale relicte caracteristice, din care frecvent nu se păstrează decît resturi corodate, rotunjite. Masa fundamentală cu textură șistoasă este formată preponderent din cuarț, albit, muscovit, biotit și clorit și din granule mărunte, dar pe alocuri numeroase, de zoizit, fără a păstra relicte de minerale inițiale. Dintre mineralele accesorii mai amintim sfenul și rutilul, precum și cristale rare de apatit.

Fenocristalele mari de cuarț au forme lenticulare, extincția ondulatorie, uneori sînt omogene, alteori mai puternic afectate în timpul metamorfismului regional, sînt constituite dintr-un agregat echigranular de cuarț. De obicei sînt înconjurate de o aureolă de cuarț fin granular, înconjurată la rîndul ei de muscovit. Destul de frecvent se observă fenomene de coroziune. În rocile puternic cataclazate, fenocristalele de cuarț sînt laminate pînă la pături le paralele cu textură șistoasă a rocii. Fenomenul de corodare a fost însă mult mai intens la fenocristalele de plagioclaz care au forme rotunjite, neregulate, în care cu greu se mai poate recunoaște forma cristalografică inițială. Plagioclazul, de obicei maclat, are un conținut relativ scăzut în anortit (10—15% An). Cristalele conțin incluziuni extrem de fine de zoizit, mai numeroase de obicei în nucleul cristalului de plagioclaz. Aglomerările de zoizit din plagioclaz sînt dispuse uneori radial sau penat, alteori paralel cu planele de maclă. Orientarea zoizitului din plagioclaz nu are nimic comun cu orientarea șistozității rocii, ceea ce ne determină să credem că formarea lui pe seama plagioclazului, care inițial era probabil mai bazic, a avut loc înaintea metamorfismului regional. Sericitizarea s-a produs în schimb probabil în timpul metamorfismului.

[11] Vezi nota 2.

Feldspatul potasic reprezentat prin microclin şi ortoză este parţial albitizat (Schachbrettalbit), fenomen observat şi la porfiroidele de la Roşcani [12]). Fenomenul a avut loc, probabil, în faza hidrotermală a magmatismului iniţial, aşa cum a arătat şi H. Kräutner [13] (5).

Mineralele melanocrate sînt reprezentate prin fenocristale relicte de biotit brun-oliv parţial cloritizat. În secţiunile bazale se observă structura sagenitică şi numeroase incluziuni idiomorfe de titanit şi apatit, precum şi granule opace, probabil de titanomagnetit; în secţiunile de birefringenţă maximă, granulele de titanomagnetit sînt înşirate paralel cu clivajul. Biotitul este concrescut paralel cu clivajul, cu carbonat şi cu clorit. Acest agregat aminteşte prin contur secţiunea bazală a unui amfibol din care însă nu se păstrează relicte.

Pentru clasificarea acestei roci din cele trei analize chimice de care dispunem au fost calculate valorile Niggli.

	Nr. 3 020 *	Nr. 20 *	Nr. 36 **
SiO_2	64,30	65,64	69,00
Al_2O_3	18,01	16,05	14,48
Fe_2O_3	3,46	2,27	0,62
FeO	3,12	3,64	3,75
MnO	0,07	0,14	0,10
MgO	1,75	2,55	0,25
CaO	2,46	2,37	1,85
Na_2O	4,04	3,76	3,45
K_2O	2,01	2,44	3,76
TiO_2	—	—	0,62
P_2O_5	—	—	0,14
S	—	—	0,05
$H_2O^{+105°}$	0,87	0,15	0,35
$H_2O^{-105°}$	—	—	0,12
CO_2	—	—	0,97
	100,09	99,71	99,51

* Analist Dumitrescu Teodora.
** Analist Iliescu Suzi.

	Nr. 3 020	Nr. 28	Nr. 36	Magmă trondjemitică-rapakiwitică-sodică (după Niggli)	Farsunditul (după Tröger)
si	246	231	341	340	322
al	40,7	36,6	42,0	42,0	42,0
fm	29,6	33,4	19,5	20,0	19,5
c	9,8	9,8	9,8	8	15
alk	20,2	20,0	28,0	30,0	23,5
k	0,24	0,30	0,41	0,25	0,16
mg	0,33	0,30	0,09	0,30	0,46
ti	—	—	2,4	—	—

Chimismul probelor nr. 3 020 şi nr. 28 a fost mai puternic influenţat de transformările postmagmatice premetamorfe şi de cele metamorfe decît cel al rocii nr. 36. Din această cauză, încadrarea acestora în tipurile magmatice întîmpină oarecare dificultăţi. În general se poate spune că,

[12] Vezi nota 3.

[13] H. Kräutner şi Fl. Kräutner, *Raport. Cartări, revizuiri şi coordonări în cuprinsul foilor 82 Deva şi 81 Marginea*, Arh. Com. Geol., 1963.

după valorile Niggli, magma era acidă salică (pînă la izofal) intermediar alcalină, săracă în c, Aceste caractere sînt valabile şi pentru roca nr. 36, ale cărei valori Niggli însă ne permit o clasificare mai precisă; prin aceste valori, roca ar aparţine tipului de magmă granodioritică — farsunditică sau celui de magmă trondjemitică — rapakiwitică — sodică. Comparînd valorile Niggli ale rocii noastre cu cele ale farsunditului de la Farsund—Norvegia (E. Tröger (12), înclinăm spre o încadrare a rocii în tipul magmatic corespunzător acestuia. Din chimismul actual se poate calcula compoziţia mineralogică ipotetică a rocii eruptive iniţiale, obţinîndu-se o compoziţie care se deosebeşte foarte puţin de cea a farsunditului.

Compoziţia mineralogică iniţială ipotetică a rocii nr. 36		Farsunditul (după E. Tröger)	
Cuarţ	24,35 %	Cuarţ	25 %
Plagioclaz (An_{22})	42,33	Plagioclaz (An_{20})	41
Ortoză (Microclin)	23,06	Microclin ± Micropertit	20
Ortoaugit	6,35	Hornblendă + Hipersten + Dialag	11
Caolin	3,06	—	
Minereu	0,71	Minereu	3

Se vede clar că nepotrivirile la mineralele melanocrate se datoresc unui deficit de CaO care împreună cu Al_2O_3 excedentar şi cu o cantitate relativ mică de FeO (de la magnetit) ar completa cantitatea procentuală de minerale melanocrate cu circa 7 % hornblendă.

După chimism, roca aparţine tipului magmatic granodioritic (farsunditic), iar structura porfirică relictă indică destul de clar natura porfirică a rocii iniţiale, care poate fi considerată deci că a fost un porfir granodioritic.

H. Kräutner şi Fl. Kräutner[14] atrag atenţia asupra asemănării petrografice dintre această rocă şi porfiroidele de Pietrosul (pe care M. Savul şi colab. (10) le consideră tot porfire granodioritice), interpretîndu-le însă drept keratofire cuarţifere afectate de transformări hidrotermale premetamorfice.

Comparînd compoziţia chimică, cea mineralogică şi valorile Niggli ale rocilor noastre cu cele ale keratofirelor cuarţifere din literatura geologică clasică, ajungem la concluzia că între ele nu există asemănări.

Admitem însă că rocile metaeruptive de la nord de Nădrag, ca de altfel toate rocile metaeruptive din masiv, fac parte din provincia magmatică spilit-keratofirică. De faza magmatică bazică a acestei provincii sînt legate zăcămintele de fier exalativ-sedimentare metamorfozate (2)[15].

Transformările suferite de roca eruptivă iniţială pot fi deduse din compararea compoziţiei mineralogice (modală şi calculată) ale celor trei eşantioane analizate, în care transformările au avut loc cu intensităţi diferite.

---

[14] Vezi nota 13.

[15] H. Kräutner, *Studiul mineralizaţiilor din cuprinsul foilor 81 Marginea şi 82 Deva — Studiul zăcămintelor din partea centrală nordică a masivului Poiana Ruscă şi principiile generale ale alcătuirii hărţii metalogenetice pentru cristalinul epimetamorfic al masivului Poiana Ruscă şi pentru formaţiunile cristaline învecinate*, Arh. Com. Geol., 1962.

COMPOZIŢIA MINERALOGICĂ A ROCII METAMORFOZATE

Compoziţia planimetrată nr. 36		Compoziţia calculată din analiza chimică nr. 36 [16]	
Cuarţ	32,5 %	Cuarţ	30,51 %
Feldspat	35,5 %	Albit	32,83 %
		Ortoză (Microclin)	8,75 %
Biotit	10,0 %	Biotit	9,73 %
Muscovit	11,5 %	Muscovit	12,10 %
Zoizit	10,0 %	Zoizit	4,91 %
		Titanit	0,14 %
		Calcit	0,63 %
Minereu	0,8 %	Minereu	0,47 %
	100,0		100,0

Compoziţia planimetrată nr. 28		Compoziţia calculată din analiza nr. 28		Compoziţia calculată din analiza nr. 3 020 [17]	
Cuarţ	25,7 %	Cuarţ	25,92 %	Cuarţ	24,48
Feldspat	38,0 %	Plag. $An_{9,5}$	37,95 %	Albit	36,74
Muscovit	17,0 %	Ortoză	3,60 %	Muscovit	17,66
Biotit	8,0 %	Muscovit	10,27 %	Zoizit	9,98
Zoizit	4,1 %	Biotit	5,87 %	Clorit	9,65
Clorit	5,8 %	Zoizit	6,66 %	(At_{50} — Ant_3)	
Magnetit	1,4 %	Clorit (At_{34}) $Ant_{28}Fe\ Ant_{38}$	8,13 %	Hematit	2,46
	100,0	Minereu	1,62 %		100,97
			100,02		

Deficitul de CaO este exprimat şi de compoziţiile mineralogice calculate din analizele probelor nr. 36 şi nr. 28; la cea dintîi, plagioclazul este un albit practic lipsit de anortit, la cea de-a doua, albitul are în compoziţie aproape 10 % An, iar cantitatea de zoizit este mai mare decît la cea dintîi.

Bilanţul celulelor-standard pune în evidenţă schimbările calitative şi cantitative suferite de porfirele iniţiale.

Nr. 36 : $K_{4,4}$, $Na_{6,0}$, $Ca_{1,8}$, $Mg_{0,3}$, $Fe_{3,4}$, $Al_{15,3}$ $Si_{62,4}$ (157,6 O, 2,4 OH).
Nr. 28 : $K_{2,8}$, $Na_{6,6}$, $Ca_{2,3}$, $Mg_{3,4}$, $Fe_{4,3}$, $Al_{17,1}$ $Si_{59,1}$ (158,8 O, 1,2 OH).
Nr. 3 020 : $K_{2,2}$, $Na_{7,0}$, $Ca_{2,3}$, $Mg_{2,3}$, $Fe_{4,7}$, $Al_{18,8}$ $Si_{57,1}$ (154,8 O, 5,2 OH).

nr. 28—36		nr. 3 020 — 36	
Introdus	Îndepărtat	Introdus	Îndepărtat
0,6 Na	1,6 K	1,0 Na	2,2 K
0,5 Ca	3,3 Si	0,5 Ca	5,3 Si
3,1 Mg	1,2 OH	2,0 Mg	
0,9 Fe	4,9 cationi +	1,3 Fe	7,5 cationi
1,8 Al	1,2 ioni OH	3,5 Al	(valenţe 23,5)
6,9 cationi (valenţe 16,0)	(valenţe 16,0)	8,3 cationi + 2,8 ioni OH (valenţe 23,5)	

[16] şi [17] Vezi nota 10.

Îmbogățirea în Na și pierderea în K sînt în legătură cu albitizarea feldspatului potasic; cantitatea de K îndepărtat fiind însă mai mare decît cea de Na cu care roca se îmbogățește, presupunem că această pierdere în potasiu se datorește în bună parte cloritizării parțiale a biotitului. Într-adevăr, roca nr. 36 este cloritică, în timp ce în proba nr. 28 acest mineral lipsește. Diferența relativ mică de Ca se datorește probabil gradului diferit de transformare a plagioclazului inițial ceva mai bazic în albit. Diferențe mari se constată însă la Mg, Si și Al, datorită cloritizării mai intense a uneia din roci în comparație cu cealaltă. Toate aceste transformări suferite de chimismul rocii inițiale sînt și mai avansate la roca nr. 3 020, mai bogată în clorit, zoizit și muscovit (inclusiv sericit) decît celelalte două, în schimb lipsită de biotit și de feldspat potasic.

Transformările succesive cărora le-a fost supus porfirul granodioritic inițial au fost, probabil, următoarele:

Faza magmatică	Transformări postmagmatice (hidrotermale)	Transformări metamorfice
Amfibol	→ Biotit, Titanit	→ Clorit
Amfibol	→	→ Clorit
Plagioclaz (An_{22})	→ Albit, Zoizit	→ Sericit
Ortoză, Microclin	→ Albit	→ Sericit
Masa fundamentală	→	→ Cuarț, Albit, Biotit, Clorit, Muscovit, Zoizit.

Rocile metaeruptive din regiunea cercetată, ca de altfel toate rocile metaeruptive din Masivul Poiana Ruscă, sînt produse ale activității magmatice premetamorfe (magmatismul inițial). Metaporfirele granodioritice de la Nădrag — Hăuzești reprezintă împreună cu rocile similare de la Gladna și cu porfiroidele de la Roșcani și Muncelu probabil ultima fază a acestei activități. Metadoleritul care a mai fost întîlnit în Poiana Ruscă și în alte cîteva puncte, cum ar fi în forajul nr. 24 850 de la nord de Socet[18], și metadioritele care apar în cîteva mici iviri cum ar fi cea de pe V. Bătrîna, cele de la Tomești (H. S a v u)[19], (M. M u r e ș a n (7)) și la sud de Poienița Voinii reprezintă, împreună cu șisturile verzi tufogene, produsele mai vechi ale activității magmatice inițiale. În scara stratigrafică, rocile bazice și tufurile lor nu apar mai sus de complexul șisturilor verzi tufogene. Metaserpentinitele de la Socet, Vadu Dobrii (Dealul Muncelu) și Ruda se ridică în coloana stratigrafică a regiunii Ghelari—Vadu Dobrii pînă aproape de partea superioară a complexului șisturilor verzi tufogene, în timp ce porfirele granodioritice sînt dezvoltate în partea mediană și superioară a complexului superior al șisturilor sericito- cloritoase.

[18] M. T e o d o r e s c u, *Raport privind documentarea petrografică a lucrărilor de explorare executate de I.S.E.M. în șantierul Ferigi—Socet*, Arh. Com. Geol., 1965.

[19] H. S a v u, *Raport geologic asupra lucrărilor geologice din partea de nord-vest a masivului Poiana Ruscă*, Arh. Com., Geol., 1953.

CONCLUZII

Rocile eruptive metamorfozate din partea de vest a Masivului Poiana Ruscă aparţin tipurilor magmatice gabbrodioritic-gabbroidă (metadoleritul) şi granodioritică-farsunditică (metaporfirul granodioritic) :

Şisturile cristaline metamorfozate în faciesul de şisturi verzi, subfaciesul cuarţ—albit—biotitic (la nord de falia direcţională) şi în subfaciesul cuarţ—albit—almandinic (la sud de această falie), sînt aproximativ sincrone şi corespund complexului superior al şisturilor sericito-cloritoase din regiunea Teliuc—Ghelari—Vadu Dobrii (O. M a i e r şi colab. (6)).

Rocile eruptive iniţiale au suferit transformări într-o fază hidrotermală a magmatismului iniţial (saussuritizări, biotitizări) şi în timpul metamorfismului regional (cloritizări etc.).

Bilanţul chimismului aceleiaşi roci cu grade diferite de transformări, efectuat prin compararea celulelor-standard, pune în evidenţă variaţii considerabile ale Mg, Fe, Al şi Si, reflectînd transformările succesive ale mineralelor melanocrate, precum şi variaţii mici ale Ca şi Na, legate de transformările plagioclazului şi ale feldspatului potasic. Variaţiile conţinutului în K, mai importante decît cele ale Na, sînt o consecinţă atît a transformării amfibolului în biotit şi apoi a biotitului în clorit, cît şi, în mai mică măsură, ale albitizării feldspatului potasic.

BIBLIOGRAFIE

1. Burri Conrad, *Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage*, Stuttgart, 1959.
2. Dimitrescu R., *Magmatism, tectonică şi metalogeneză în Carpaţii Româneşti*, Rev. Minelor (A.S.I.T.) X/3, Bucureşti, 1959.
3. Gheorghiu C., *Observations sur la Vallée du Mureş entre Deva et Dobra (dép. Hunedoara). Communication préliminaire*, C. R. Inst. Geol. Roum., 1940—1941, **XXIX**.
4. Giuşcă Dan, Biloiu M., Rădulescu D., Stiopol V. şi Dimitrescu R., *Studiul petrografic al masivului Poiana Ruscă ae SV*, Dări de seamă, Com. Geol., 1956, **XL** (1952, 1953).
5. Kräutner H., *Zăcămîntul de sulfuri de la Muncelu Mic (Poiana Ruscă)*, As. Geol. Carpato-Balc., Congresul V, Bucureşti, 1963.
6. Maier O., Mureşan G. şi Mureşan M., *Structura geologică a regiunii Teliuc-Ghelari (zona centrală a masivului Poiana Ruscă)*, Dări de seamă, Inst. Geol. 1964, **XLIX** (1958).
7. Mureşan M., *Studii geologice în regiunea Tomeşti — Luncani — Gladna Română (Poiana Ruscă de nord-vest)*, Dări de seamă Inst. Geol., 1965, **LI**, *1*.
8. Neacşu Gh., Zimmermann P. şi Paraschivescu C., *Contribuţii la cunoaşterea petrografiei şi structurii cristalinului din partea de nord-est a masivului Poiana Ruscă (Roşcani-Bătrîna-Ferigi-Dealul Făgeţel)*, Dări de seamă, Inst. Geol. 1964, **XLIX**.
9. Papiu V. C., *Cercetări geologice pe versantul de NE al masivului Poiana Ruscă*, Dări de seamă Com. Geol., 1956, **XL** (1952—1953).
10. Savul M. şi Mastacan Gh., *Contribuţii la cunoaşterea gnaiselor porfiroide din Carpaţii Orientali*, Bul. Ştiinţ. Secţia de Ştiinţe Biol. Agr. Geol.-Geografice, 1952, **IV**, *2*.
11. Schafarzik von Fr., *Über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Furdia und Német-Gladna, sowie der Gegend W.-lich von Nádrag*, Jahresbericht der Kgl. Ung. Geologische Anstalt, Budapesta, 1901 (1902).
12. Tröger E., *Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine*, Berlin, 1935.

Comitetul de Stat al Geologiei.
Intreprinderea Geologică de Prospecţiuni

Primit în redacţie la 7 iulie 1966.

GEOLOGIA CARPAȚILOR ORIENTALI

DE

ACADEMICIAN M. G. FILIPESCU

55 (05)

În lucrarea de față este prezentată o încercare de sinteză a rezultatelor cercetărilor geologice efectuate de autor în ultimii douăzeci de ani, completate cu datele din literatură asupra geologiei Carpaților Orientali.

Pe baza observațiilor de teren făcute cu ocazia unor excursii geologice prilejuite de diferite reuniuni internaționale de geologie la care autorul a participat, cît și cu ocazia diferitelor vizite făcute în Carpații din Cehoslovacia, Polonia și U.R.S.S., s-a încercat să se facă o corelare a formațiunilor geologice mai importante și a unităților structurale, în special din flișul cretacic-paleogen.

Această lucrare poate fi considerată ca un punct de plecare pentru noi cercetări care vor avea drept rezultat descifrarea din ce în ce mai completă a structurii geologice a lanțului muntos carpatic.

Oricine cercetează chiar și cele mai recente tratate străine de geologie își dă seama că datele privitoare la cele patru sectoare ale Carpaților: Carpații Nordici, cuprinși între Dunăre și rîurile Stryi—Tisa, Carpații Orientali, localizați între Stryi—Tisa și valea Dîmboviței, Carpații Meridionali, situați între valea Dîmboviței și valea Dunării, și Carpații Apuseni, cuprinși între Carpații Nordici și Carpații Meridionali, sînt în cea mai mare parte perimate, corespunzînd cu ceea ce se cunoștea asupra acestor sectoare cu mulți ani în urmă.

Pentru a avea o imagine a progreselor care s-au realizat în ultimele două decenii în ceea ce privește geologia arcului carpatic, este suficient a prezenta în linii cu totul generale geologia Carpaților Orientali, situați în cea mai mare parte pe teritoriul Republicii Socialiste România, precum

St. și cerc. de geol., geof. și geogr., Seria geologie, t. 12, nr. 1, p. 171—182, București, 1967

și cîteva probleme în legătură cu corelarea Carpaților Orientali cu Carpații Nordici [1].

În structura Carpaților Orientali se remarcă o zonalitate care de la interior spre exterior este prezentată prin următoarele zone :

1. Zona eruptivului terțiar (Vihorlat—Gutin—Călimani—Harghita).
2. Zona cristalino-mezozoică (cristalinul Maramureșului—Perșani Leaota).
3. Zona cretacic-paleogenă, cu caracter dominant de fliș (zona flișului).
4. Zona Subcarpaților.

Vom expune pe scurt principalele rezultate noi legate de aceste zone și unele probleme care formează obiect de discuție.

I. *Eruptivul terțiar* este localizat pe marginea estică a unei largi și accentuate depresiuni a cărei parte centrală este ocupată de depozite miocene, înconjurată parțial de o bordură îngustă de formațiuni eocene și oligocene — *Depresiunea Transilvaniei.*

După cercetările mai vechi, această depresiune ar fi rezultat printr-o afundare a unui masiv varisc, după linii de fracturi care ar fi luat naștere în urma unei orogeneze corespunzătoare cu faza prelutețiană. Pe aceste linii de fracturi ar fi avut loc în timpul miocenului și pliocenului, în legătură cu fazele stirîacă, rodaniană și pasadenică ale orogenezei alpine, puternicele erupții de dacite, andezite și bazalte, însoțite de mari cantități de piroclastite (aglomerate și tufuri) care iau parte la constituția acestei zone (31).

De asemenea, în strînsă corelație cu aceste erupții stau și importante zăcăminte de sulfuri metalifere, precum și numeroasele manifestări postvulcanice reprezentate prin fenomene carbogazoase foarte frecvente.

Cercetările făcute în celelalte zone menționate ale Carpaților Orientali au pus în evidență manifestări vulcanice și în cuprinsul lor.

Astfel, în zona cristalino-mezozoică se întîlnesc numeroase fenomene carbogazoase ca acelea de la Vatra Dornei.

În zona flișului au fost puse în evidență numeroase nivele de tufuri vulcanice, mai ales în cretacicul superior și în oligocen (7), fenomene carbogazoase care se înșiră în lungul unor fracturi paralele cu Carpații Orientali și transversale, cum este cazul la Covasna (20). Aici, la intersecția a două fracturi longitudinale cu o puternică fractură transversală apar interesante manifestări telemagmatice, reprezentate prin aflorimente de realgar și auripiment (12, 20).

În zona subcarpatică sînt foarte frecvente manifestările unui vulcanism submarin reprezentat prin tufurile vulcanice din tortonian, sarmațian, pliocen și pleistocen ; ale unui vulcanism aerian, de pe urma căruia nu se mai cunosc astăzi decît aglomerate vulcanice ca cele din regiunea dintre văile Trotuș și Rîmnicu-Sărat (11) ; apariții sporadice de parageneze de sulfuri metalifere similare cu cele legate de eruptivul terțiar Călimani-Harghita, parageneze care se întîlnesc pe zona de contact dintre fliș și Subcarpați, cum sînt acelea de la Cislău, Jitia, Tîrgu-Ocna, Starunia etc. (10).

[1] Problemele în legătură cu corelarea Carpaților O rientali cu Carpații Nordici, expuse în lucrarea de față, se bazează pe date de literatură și mai ales pe observații personale înregistrate cu ocazia a numeroase excursii geologice făcute în Ucraina subcarpatică, în Carpații polonezi și în Cehoslovacia.

Aceste fenomene ne fac să admitem că există o strînsă corelație între toate aceste manifestări vulcanice și că începutul acestui vulcanism trebuie plasat în cretacic (11, 25). În această concepție trebuie admis că fenomenul de prăbușire a masivului varisc, care a condus la formarea Depresiunii Transilvaniei, este mai vechi decît paleogenul.

II. *Zona cristalino-mezozoică* este constituită din șisturi cristaline epi- și mezozonale de vîrstă probabil, precambriană (5), în care sînt prinse sinclinale de depozite mezozoice (triasice, jurasice și cretacice).

Linia care marchează planul de fractură dintre această zonă și Depresiunea Transilvaniei, fractură care a favorizat puternicile erupții amintite, este mascată de curgerile de lave andezitice și de piroclastitele care le însoțesc. Din această cauză, contactul dintre Depresiunea Transilvaniei și zona cristalino-mezozoică apare foarte festonat. Contactul dintre această zonă și zona flișului de la exteriorul ei este ezitant, de la un contact normal pînă la încălecări de 1—2 km, în nici un caz nu poate fi vorba de prezența unui șariaj (26).

Această zonă se întîlnește în Carpații Orientali din valea Terebla (Ucraina subcarpatică) pînă în valea Trotușului.

La sud de valea Trotușului, zona cristalino-mezozoică își pierde caracterul de unitate continuă din cauza unei accentuate scufundări (culoarul Sf. Gheorghe—Brașov) (32). Ea nu mai apare în cuprinsul acestei depresiuni ocupate de depozite cretacice decît sub formă de insule răzlețe de cristalin și de depozite mezozoice ca acelea din Perșani, Bucegi, din jurul Brașovului și din Leaota. Prin această din urmă insulă, zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali ia contact cu cristalinul Carpaților Meridionali, care suportă sinclinale de mezozoic și paleogen. Contactul dintre aceste două zone de cristalin este marcat de puternica dislocație cunoscută sub numele de *falia Dîmboviței*. Această falie reprezintă continuarea spre sud a fracturii după care în nord au avut loc erupțiile terțiare din Harghita—Călimani—Gutin. Ca dovadă în sprijinul acestei idei stau aparițiile de andezite din Bulgaria de la sud de Svištov (care sînt situate pe continuarea spre sud a faliei Dîmboviței, așa cum se vede în harta geologică a României la scara 1 : 500 000 (6).

La nord-vest de valea Terebla, zona cristalino-mezozoică a Carpaților nu mai apare cu caracterul întîlnit pînă aici. Formațiunile cristaline dispar în adîncime, iar de sub un înveliș de sedimente eocene asemenea cu cele din depresiunea Podhale și de sub pînzele de andezit din Vihorlat, pînă la localitatea Humenne din Cehoslovacia, apar iviri răzlețe de depozite triasice, jurasice și cretacice, asemenea celor care se întîlnesc în zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali.

De la Humenne, depozitele mezozoice, întîlnite pînă aici sporadic, apar sub forma unei fîșii continui de sedimente cretacice, în care apar numeroase insule izolate de depozite triasice și jurasice. Aceasta este cunoscuta zonă a clipelor peninice și subpeninice, bine individualizată în Polonia și Cehoslovacia, care are forma unui larg arc de cerc ce trece peste valea Dunajecului, prin valea Wagului, atingînd Dunărea la Bratislava și Viena (4, 6, 24, 34, 37, 40, 42, 46).

Din aceste constatări rezultă că zona cristalino-mezozoică din Carpații Orientali și zona clipelor din Carpații Nordici aparțin aceleiași unități structurale, corespunzătoare unei părți din pennidele din Alpi (17, 22). În

sprijinul acestei păreri stau și faciesurile depozitelor mezozoice din zona clipelor, cu totul asemănătoare cu acelea care stau peste zona cristalino-mezozoică din Carpații Orientali.

Deosebirea de înfățișare pe care o prezintă această unitate și-ar găsi explicația în scufundări și ridicări axiale ale fundamentului acestei zone. În sectoarele de ridicări ale zonei, cum este cazul Carpaților Orientali, această zonă este constituită din formațiuni cristaline și mezozoice; în sectoarele de scufundare moderată dispar formațiunile cristaline și nu apar decît cele mezozoice, iar în sectoarele de scufundare maximă, cum este acela dintre Humenne și Zilina, din masa depozitelor cretacice nu apar decît insule de jurasic.

Stabilirea faptului că zona cristalino-mezozoică din Carpații Orientali și zona clipelor din Carpații Nordici aparțin aceleiași unități structurale este de o mare importanță pentru lămurirea structurii zonei cretacic-paleogene din Carpații Orientali și pentru corelarea unităților ei structurale cu acelea ale Carpaților Nordici.

III. *Zona cretacic-paleogenă* este cea mai bine reprezentată în Carpații Orientali.

Majoritatea formațiunilor care intră în componența acestei zone se prezintă sub cel mai tipic facies de fliș, căruia cu totul subordonat îi este faciesul de molasă. Din această cauză, zona este cunoscută în literatura geologică privind Carpații sub numele de *zona flișului*.

Această zonă a Carpaților Orientali pune interesante probleme stratonomice, geocronologice și tectonice, care în ultimii 20 de ani au făcut obiectul unor minuțioase cercetări ce au condus la concluzii foarte interesante.

Formațiunile cretacic-paleogene din această zonă s-au depus într-o mare denumită *geosinclinalul flișului*, al cărui fundament aparține la două mari unități structurale (14).

Partea vestică a acestui fundament aparține unei porțiuni scufundate în trepte a zonei cristalino-mezozoice carpatice, iar partea de est unui fundament exotic aparținînd vorlandului hercinic, continuarea spre NNV pînă în Sandomir și Lyssa-Gora a Dobrogei centrale și nordice.

Acest fundament eterogen mai ales în partea sa estică era străbătut de fracturi longitudinale, care separau zone de componențe litologice diferite (șisturi verzi, gnaise ocelare, roci eruptive cu feldspat roșu etc.), precum și de fracturi transversale.

Pe aceste fracturi regenerate în fazele de paroxism orogenic din timpul cretacicului și paleogenului au avut loc manifestări magmatice reprezentate mai ales prin erupții submarine (13).

Sedimentarea depozitelor cretacic-paleogene din această zonă a fost mult influențată de aceste condiții de fundament.

În legătură cu această situație a fundamentului, se separă în zona cretacic-paleogenă a Carpaților Orientali : *un fliș intern*, format în acea zonă a geosinclinalului al cărui fundament era de apartenență carpatică, și *un fliș extern*, format în zona geosinclinalului al cărui fundament aparținea vorlandului (13).

În flișul intern se separă două serii de depozite : o serie vestică, reprezentată în cea mai mare parte din sedimente ce aparțin cretacicului inferior : strate de Sinaia (valanginian-hauterivian) metamorfozate uneori

prin intrusiuni de melafire (Azuga, Rachow), strate de Comarnic-Bistra (barremian-bedoulian), gresia de Teliu (gargassian) și complexul marno-grezos-conglomeratic (albian-cenomanian), iar altă serie spre est, constituită din depozite cu accentuat caracter vazos aparținînd apțianului, albianului, vraconianului, cenomanianului, turonianului și tuturor etajelor senonianului, dintre care unele caracterizate prin numeroase intercalații de tuf vulcanic. Peste aceste depozite foarte tectonizate, aparținînd în mare majoritate cretacicului superior, se întîlnesc lambouri izolate de depozite eocene medii și superioare (8, 13).

Depozitele primei serii fiind reprezentate în mare măsură prin sedimente psamito-psefitice, rezultă că, în partea geosinclinalului unde ele s-au format, fundamentul cristalino-mezozoic se găsea la o treaptă superioară de scufundare. De multe ori din acest fundament ieșeau de sub ape insule care alimentau din plin o sedimentare psefitică, luînd astfel naștere mase imense de conglomerate, ca acelea din Bucegi, Ciucaș, Zăganu și Ceahlău. Ca mărturii ale acelor insule sînt blocurile uriașe de șisturi cristaline și de calcare titonice cu *Tintinidae*, socotite de unii cercetători ca olistolite, blocuri ce se întîlnesc în masa sedimentelor cretacice din împrejurimile localității Brașov. Tot datorită acestei ridicări a fundamentului din această zonă de sedimentare sînt caracteristice pentru seria vestică a flișului intern numeroase apariții de calcare urgoniene (8, 16).

Conservarea în masă a cretacicului superior și chiar a paleogenului din seria estică a flișului intern, caracterul dominant vazos al sedimentelor din această serie, lipsa din ea a conglomeratelor și a calcarelor recifale denotă că fundamentul ariei de sedimentare corespunzătoare acestei serii se găsea pe o treaptă de scufundare cu mult inferioară față de acela corespunzător seriei precedente.

Datorită unei alunecări gravitaționale provocate de impulsul orogenezei laramice și favorizată de scufundarea din fața lor, depozitele cretacice ale seriei vestice, deslipindu-se de fundamentul cristalino-mezozoic și alunecînd pe el, au ajuns să se suprapună peste sedimentele seriei estice sub forma unei pînze de șariaj. Această unitate tectonică este cunoscută în literatura geologică românească sub numele de *pînza internă superioară* (M. G. Filipescu) sau *pînza vest-internă* (I. Băncilă). Această unitate are o amploare de circa 15 km și fruntea ei se poate urmări după una dintre cele mai clare linii tectonice din Carpații Orientali, *linia Lutul Roșu* (3), semnalată din 1927[2], începută a fi conturată în 1936 (8), definită și precizată în 1952 (3, 12).

[2] În 1927, G. Murgeanu a observat de departe că la fundul văii Crasna, pe versantul vestic al muntelui Nebunul Sterp apare o ivire de marne roșii. Împreună cu M. Filipescu și T. Iorgulescu, el a cercetat acel punct, unde a constatat că într-adevăr există acele depozite, în care a stabilit prezența unor foraminifere. Bazat pe aceste criterii, G. Murgeanu a atribuit aceste depozite senonianului, considerînd că ele s-ar găsi într-o fereastră tectonică sub o pînză de depozite albiene care s-ar fi întins pînă la Mîneciul Ungureni (32).

Între 1931 și 1933, M. Filipescu a constatat că depozitele menționate de la Nebunul Sterp se urmăresc continuu pînă în valea Teleajenului, marnele roșii fiind asociate cu depozite cenușii și negre cu foraminifere. Lungimea de peste 10 km a zonei principale de cretacic superior și apariția unor iviri mai mici depuse paralel cu zona principală a provocat un dubiu asupra părerii vechi privind situația tectonică a acestui cretacic superior. Lipsa unor poziții clare între aceste depozite și depozitele cretacicului inferior a determinat pe M. Filipescu să accepte vechea interpretare, admițînd că depozitele cretacice superioare dintre Nebunul Sterp și valea Teleajenului aparțin unei ferestre tectonice alungite și complicate.

În alunecarea sa, pînza internă superioară a smuls din fundament blocuri de şisturi cristaline, de radiolarite oxfordiene şi de lumachelle cu *Aptychus* de vîrstă titon-berriassiene, care se văd în lungul liniei tectonice amintite (16).

Depozitele seriei estice, la rîndul lor, se găsesc în raporturi anormale faţă de flişul extern, individualizîndu-se astfel ca o unitate tectonică distinctă: *pînza internă inferioară* (M. G. Filipescu) sau *pînza est-internă* (I. Băncilă).

Urmărind întinderea celor două unităţi ale flişului intern în Carpaţii Orientali, se constată că *pînza internă inferioară* încetează să mai apară din valea Moldovei spre nord. De aici flişul intern este reprezentat numai prin depozitele *pînzei interne superioare*. Această unitate se poate urmări însoţind zona cristalino-mezozoică pînă în valea Terebla (U. R. S. S.), unde dispar împreună.

Este această dispariţie legată de un fenomen de diastrofism sau de o lacună de sedimentare? Dezlegarea problemei nu poate fi dată decît de foraje care vor explora în viitor această zonă.

Flişul extern este constituit din depozite cretacice şi paleogene.

Pe cînd în flişul intern, paleogenul este puţin reprezentat numai în pînza internă inferioară, în flişul extern sedimentele paleogene aparţinînd eocenului şi oligocenului sînt foarte bine conservate, mascînd în mare parte depozitele cretacice.

Cretacicul flişului extern este reprezentat prin faciesuri cu totul deosebite decît acelea ale cretacicului din flişul intern. Unul dintre aceste faciesuri este acel reprezentat prin *stratele de Audia* sau seria *şisturilor negre*.

Această serie de depozite a fost atribuită fie paleogenului (4, 35), fie senonianului (36), albianului (39) sau barremianului (2, 27). G. Macovei a socotit şisturile negre ca reprezentînd o variaţie laterală de facies a stratelor de Comarnic (26).

Timp de aproape un secol, seria şisturilor negre a format obiectul unor vii controverse între geologii austrieci, cehoslovaci, maghiari, polonezi şi români. Lămurirea chestiunilor legate de vîrsta depozitelor acestei serii şi a orizontării lor a fost îngreuiată în mare măsură de faptul că în diferite sectoare ale Carpaţilor Orientali şi Nordici ele au fost cunoscute sub denumiri locale ca: strate de Şipot, strate de Spas, strate de Wernsdorf, strate de Elgoth etc. Aceste denumiri erau date fie pentru seria în întregime, fie pentru anumite orizonturi ale ei, fără încercări de corelare a termenilor pe trasee mai întinse.

Între 1949 şi 1960, pe baza unui minuţios studiu stratonomic, folosind datele paleontologice, micropaleontologice, litologice şi sedimentologice, s-a ajuns la concluzii foarte interesante privind vîrsta şi orizontarea acestei serii (12, 19).

S-a stabilit că depozitele care intră în componenţa seriei şisturilor negre s-au format între valanginian şi turonian. De asemenea s-au separat în această serie patru complexe, care, începînd de la bază spre partea superioară, sînt: *complexul sferosideritic* (valanginian-barremian), *complexul şistos* (apţian-albian inferior), *complexul gresiei glauconitice silicifiate* (albian mediu superior) şi *complexul stratelor de Zagon* (vraconian-turonian).

Toate aceste complexe se caracterizează printr-un fond litologic comun — șisturi pelitice silicoase, negre-brune, în care se intercalează elemente litologice caracteristice pentru fiecare complex și pentru diferitele orizonturi ale complexelor (13, 14).

Pe baza acestor date și a resturilor de amoniți, belemniți, foraminifere, radiolari și spongieri s-a ajuns la o riguroasă orizontare de detaliu.

Prin studiul comparativ al depozitelor din seria șisturilor negre cu cele ale cretacicului din flișul intern și prin cercetarea șisturilor negre în tot lungul Carpaților Orientali și Nordici, s-a putut ajunge la judicioase concluzii de corelare care sînt cuprinse în diferite lucrări de amănunt (14, 16, 17, 19 etc.).

Din datele sumare prezentate în legătură cu orizontarea stratigrafică a cretacicului din flișul intern ca și din cel extern, reiese că a existat o continuitate de sedimentare din valanginian și pînă la sfîrșitul senonianului, contrar părerilor susținute anterior (26, 27, 28).

O problemă care se pune în legătură cu geocronologia cretacicului și paleocenului din zona cretacic-paleogenă din Carpați, este acea a existenței danianului. Unii cercetători, pe baza unor date micropaleontologice, care nu sînt încă pe deplin concludente, sînt de părere că trebuie admisă prezența danianului în Carpații Orientali (29).

Ținînd seama de faptul că depozitele sigur paleogene care stau peste cretacic aparțin în majoritate eocenului mediu-superior, că în unele din aceste depozite sînt remaniate elemente din seria șisturilor negre și că acest eocen se situează peste diferiți termeni stratigrafici ai cretacicului, se pare că între maastrichtian și eocen ar fi existat o lacună de sedimentare, corespunzătoare cu faza laramică a orogenezei alpine. Problema nu este încă lămurită necesitînd studii minuțioase. Este de remarcat însă faptul că în volumul care cuprinde lucrările referitoare la problema limitei cretacic-terțiar, prezentate de delegația sovietică la cel de al XXI-lea congres geologic internațional, nu se amintește nimic despre prezența danianului atribuit paleocenului, în Carpați (44).

Dacă nu am insistat asupra amănuntelor privind orizontarea stratigrafică a cretacicului din flișul extern și mai ales a seriei șisturilor negre, credem însă că este necesar să ne oprim asupra cîtorva amănunte de ordin litologic. Aceste date reprezintă elemente cheie în cunoașterea fenomenului de formare a sedimentelor cretacice din seria șisturilor negre din Carpații Orientali și Nordici.

În depozitele acestei serii, începînd din apțian și pînă la sfîrșitul ei în senonian, apar intercalații de gresii grosiere și arcoze cu feldspat roșu. Acest element litologic este prezent numai în cretacicul flișului extern. Prezența în depozitele cretacice ale acestui element litologic foarte caracteristic era localizată pînă acum cîțiva ani numai în zona de curbură a Carpaților și pusă în legătură cu existența, în marea cretacică, a unei cordiliere denumite de G. M u r g e a n u *Cordiliera Cumană* (33). Prin studii recente, s-a dovedit că acest element litologic se întîlnește în cretacicul flișului extern în tot lungul Carpaților Orientali (18). Mai mult chiar, el a fost indicat chiar și în seria de Godula din Carpații Nordici, în regiunea Ostrava — Cehoslovacia (M. F i l i p e s c u și Z. R o t h). Rezultă deci că Cordiliera Cumană avea o extensiune mult mai mare decît acea stabilită primordial.

Cercetările recente asupra seriei şisturilor verzi precambriene din Dobrogea centrală au condus la semnalarea, în această serie, a unor intercalaţii de conglomerate care conţin material eruptiv cu acelaşi feldspat roşu ca şi cel remaniat în cretacicul seriei şisturilor negre. Cum în aceste depozite cretacice se întîlnesc adesea remaniate şi fragmente de şisturi verzi, rezultă că *Cordiliera Cumană* era în legătură cu fundamentul hercinic (Dobrogea — Sandomir), confirmîndu-se astfel părerea exprimată mai sus asupra naturii exotice a fundamentului ariei de sedimentare din geosinclinalul flişului, în care s-a depus flişul extern.

În seria şisturilor negre, începînd din valanginian şi pînă în turonian, sînt foarte frecvente intercalaţiile de tufuri vulcanice în mare măsură bentonitizate. Acest fapt arată că în lungul interval de timp indicat au avut loc manifestări ale unui magmatism accentuat, fie sub forma de erupţii submarine, în legătură cu care stau numeroase intercalaţii de tufuri vulcanice, fie sub forma de intruziuni prin care au fost puse în loc masele de teschenite ca acele din regiunea Ostrava — Teschen sau de andezite ca cele de la Zegocina (46).

Manifestările semnalate ale acestui magmatism trebuie legate de fazele de paroxism orogenic din timpul cretacicului şi de existenţa unor fracturi ale fundamentului, corespunzător acelei părţi din geosinclinalul flişului în care s-au depus şisturile negre.

În legătură cu prezenţa din abundenţă şi aproape permanentă a cenuşilor vulcanice în apele mării în care s-a sedimentat seria şisturilor negre, stă faciesul cu totul aparte pe care îl îmbracă cretacicul din această parte a Carpaţilor Orientali şi Nordici : depozite de culoare neagră-brună datorită oxizilor de fier şi mangan, silicifiere accentuată, penurie de organisme calcaroase, compensată de abundenţa în organisme silicioase (radiolari şi spongieri). Toate aceste caractere sînt în strînsă legătură cu alterarea sticlei vulcanice din acele cenuşi, prin care se puneau în libertate oxizii de siliciu, de fier şi de mangan, care imprimă cretacicului faciesul amintit (12).

Dacă cretacicul flişului extern prezintă un caracter de constanţă impresionantă în ce priveşte faciesul, atît longitudinal cît şi transversal, în Carpaţii Orientali şi Nordici, în schimb depozitele paleogene prezintă mari variaţii litologice. Termeni ca : *gresia de Măgura, de Ciezkowice, de Krosno, de Siriu, stratele de Doamna, calcarele de Pasieczna, stratele de Şotrile* etc. reprezintă faciesuri diferite sub care se prezintă eocenul mediu-superior în Carpaţii Orientali şi Nordici ; *stratele de Pucioasa-Homorîciu, şisturile disodilice sau menilitice, şisturile de Crosno, gresia de Kliwa* etc. sînt termeni care corespund diferitelor faciesuri ale oligocenului din aceste părţi ale arcului carpatic. Care este explicaţia acestui fapt?

Noi credem că, în urma orogenezei laramice care a afectat puternic fundamentul exotic al părţii estice din geosinclinalul flişului extern, s-au produs dislocări după linii profunde de fractură, dislocări longitudinale şi transversale ale blocurilor din care era constituit acest fundament. Ca efect al acestui fenomen, această parte a geosinclinalului flişului a fost împărţită în numeroase bazine de sedimentare separate între ele prin creste de natură diferită ale fundamentului, care au alimentat o sedimentare cu caracter variat, manifestată prin variaţia impresionantă de facies a paleogenului din flişul extern.

Acest efect al orogenezei laramice s-a amplificat în urma fazelor savică (oligocen), rodaniană (posttortonian) și valahă (pleistocen) ale orogenezei alpine, luînd naștere o structură complexă a edificiului carpatic, reprezentată în partea corespunzătoare flișului extern prin numeroase unități tectonice variind de la pînze-solzi (skibe) pînă la pînze de șariaj de mare amploare (1, 13, 24, 26, 42, 43, 45 etc.).

În Carpații Orientali, se disting în zona cretacic paleogenă a flișului, extern următoarele unități tectonice : *zona de solzi*, *pînza gresiei de Tarcău*, *pînza de Văleni*, *pînza de Taslău*, *pînza de Putna și pînza marginală*, a căror reprezentare și corelare cu unitățile din Carpații Nordici sînt redate în schița din fig. 1.

Primele două unități se caracterizează prin prezența unui eocen constituit, în cea mai mare parte, din gresii micacee care au provenit pe seama unei cordiliere formate din gnaise ocelare, de felul acelora care se întîlnesc în blocuri în intercalațiile de conglomerate ; eocenul din celelalte trei unități care urmează este constituit dintr-un amestec de gresii cenușii micacee, curbicorticale ce conțin resturi de organisme, precum și din gresii grosiere ce conțin fragmente de șisturi verzi ; în ultima unitate, eocenul nu mai conține gresiile micacee din unitățile precedente, ci numai gresii grosiere conglomerate cu numuliți, foarte bogate în fragmente de șisturi verzi și de calcare jurasice. Aceste depozite sînt asociate cu marno-calcare albicioase conținînd accidente silicoase de tip chaille (21).

Este de menționat faptul că oligocenul din unele din aceste unități, cum sînt *pînza de Văleni* și *pînza marginală*, conține frecvente intercalații de tufuri vulcanice, gnaise cu diatomee și accidente silicoase (menilite).

În Carpații Nordici, unele din aceste unități, cum este *pînza de Taslău*, *sînt îndoielnice* (?), în schimb apar trei unități distincte : *pînza de Măgura*, *pînza de Dukla* (*Premăgura*) și *pînza sileziană*, denumită în Polonia și Ucraina subcarpatică *pînza de Krosno* sau *pînza de Cernahora*.

O problemă care formează obiectul discuției între geologi este aceea dacă pînza de Măgura și pînza de Dukla, bine reprezentate în Carpații Nordici, greu de identificat în Carpații Orientali, aparțin flișului intern sau flișului extern.

Ținînd seama de faptul că eocenul din pînza de Măgura este identic cu gresia de Siriu din zona de solzi și cu acel din pînza gresiei de Tarcău, fiind cu totul diferit de acel din flișul intern ; că în Wienerwald, sub gresia de Măgura, se întîlnesc depozite cretacice de tipul șisturilor negre (38) ; că, pînza de Dukla se găsește la exteriorul pînzei de Măgura și că, după date de foraj obținute în U. R. S. S., cretacicul inferior al pînzei de Dukla se prezintă tot în faciesul șisturilor negre din flișul extern[3], rezultă că cele două unități după dispariția pînzelor interne vin în contact cu zona clipelor, care reprezintă continuarea spre nord și vest a zonei cristalino-mezozoice. Pe baza acestor considerații sîntem ne părere că *pînza de Măgura* și *pînza de Dukla* reprezintă unități aparținînd flișului extern din Carpații Nordici și că ele se dezvoltă în această parte prin destinderea zonei de solzi foarte comprimată tectonic în Carpații Orientali, zonă care în acest fel cuprinde numai resturi din cele două unități bine dezvoltate în nord.

[3] L. Koszarski, Informare orală, 1966.

IV. *Subcarpații*

Ridicarea prin începutul complicațiilor tectonice ale flișului extern ca efect al orogenezei laramice și savice a fost compensată la exteriorul Carpaților printr-o puternică scufundare a fundamentului, luînd naștere o mare depresiune (*depresiunea subcarpatică*), în care s-au instalat o parte din apele mării miocene (migrațiunea geosinclinalului — Mrazec). Asemenea scufundări s-au produs și în unele porțiuni ale edificiului carpatic nou format, luînd naștere depresiuni intramontane, ca : *Depresiunea Slănic* și *Depresiunea Drajna*, în care au pătruns apele mării miocene de la exteriorul Carpaților.

Fundamentul scufundat aparținînd vorlandului acestei mări apare din loc în loc de sub ape sub forma unei cordiliere alcătuite din șisturi verzi de tip dobrogean și din calcare jurasice cu Tindinidae, ca acele de la Podeni, Bădila, Crasna-Ilski, Starunia etc., așa-numita *Cordilieră pericarpatică* (10), (23).

Probabil că și acest fundament era străbătut de fracturi adînci care au favorizat manifestări vulcanice submarine și chiar subaeriene legate de fazele orogenice (10), (25). Unii cercetători pun marile depozite de tufuri dacitice din tortonian, de tufuri și aglomerate andezitice din sarmațian și pliocen și mineralizările în parageneză de tip pirită, blendă, galenă care au fost semnalate în mai multe locuri din neogenul subcarpatic, cum este cazul de la Jitia în legătură cu acest vulcanism extracarpatic (10) (15).

La sfîrșitul oligocenului și în tortonian, în Subcarpați erau realizate condiții favorabile pentru depuneri de săruri halogene.

Prin mișcările orogenice postoligocene și posttortoniene, o parte din masele de sare au fost acoperite de pînzele flișului (7) și de depozitele neogene. Datorită mișcărilor postpliocene, aceste mase au străbătut depozitele cretacic-paleogene aparținînd acelor pînze brecifiindu-le (7), (9) și depozitele miocene și pliocene, dînd naștere stilului de cutare diapir, bine reprezentat în Carpați și semnalat pentru prima dată de L. M r a z e c (31).

O problemă care se pune în Subcarpați este acea a apartenenței stratigrafice a acvitanianului. Datele stratonomice, stratigrafice și tectonice pledează pentru a plasa acvitanianul din Subcarpați, reprezentat în așa-numitele *strate de Cornu*, oligocenului (7).

La exteriorul depresiunii subcarpatice începe a se ridica fundamentul exotic, aparținînd Platformei Podolice și horstului dobrogean.

În această expunere am căutat să dau interpretarea structurii Carpaților Orientali și corelarea acestei structuri cu cea a Carpaților Nordici. Rezultatele la care am ajuns prin aceste cercetări reprezintă puncte de plecare pentru viitoarele cercetări care cu siguranță că vor reuși să obțină din ce în ce mai multe rezultate cu caracter definitiv.

BIBLIOGRAFIE

1. Atanasiu I., *Contributions à la Stratigraphie et la tectonique du Flysch marginal moldave*, Ann. Sc. Univ. Iassy, 1939, **XXV**.
2. Athanasiu Sava, *Raport anual pe anul 1906*, An. Inst. Geol. Rom., 1908, **II**.
3. Băncilă Ion, *Geologia Carpaților Orientali*, 1958.

4. Birkenmayer K., *Esquisse de la Stratigraphie du Mézozoïque et du Paléogène dans la zone des Klippe pieninnes en Pologne*, Recherches géologiques dans les Carpates, Inst. Géol. de Pologne, 1963, **X**, *181*.
5. Codarcea Dessila Marcela, *Cîteva probleme privind stratigrafia Precambrianului din Carpați*, St. și cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, 1965, **11**, *2*.
6. * * * Comitetul Geologic, *Harta geologică a R.P.R.*, scara 1 :500 000, București, 1959.
7. Filipescu M. G., *Cercetări geologice între Valea Teleajenului și Valea Doftanei*, Teză de Doctorat, 1934.
8. — *Contributions à l'étude Flysch interne compris entre le Riu Crasna-Teleajen et Riu Negru*, Acad. Rom., Bull. de la Sect. Scient., 1936, **XVIII**, *3—5*.
9. — *Le calcaire de Badila (Buzău) et quelques considérations sur l'enveloppe du sel*, C. R. Seances Inst. Géol. Roum., 1938, **XXI**.
10. — *Le phénomène de minéralisations à l'extérieur des Carpates Orientales*, Bull. Soc. Rom. géol., 1942, **V**.
11. — *Problema vulcanismului extracarpatic*, Rev. Muz. Min. geol., Univ. Cluj, 1944, **VIII**.
12. — *Cercetări geologice în zona internă și mediană a flișului dintre V. Uzului și V. Tărlungului*, Dări de seamă Com. geol., 1952, **XXXIX**.
13. Filipescu M. G., *Vederi noi asupra tectonicei Flișului Carpaților Orientali*, Rev. Univ. București și a Politehn. Buc., Seria Șt. nat., 1955, *6—7*.
14. — *Contribuții la orizontarea Cretacicului din Flișul Carpaților Orientali*, Rev. Univ. București și a Politehn. Buc., Seria Șt. nat., 1955, *8*.
15. — *Date noi în problema vulcanismului extracarpatic*, An. Univ. București, Seria Șt. nat., 1958, *17*.
16. — *Nouvelles données concernant la Stratigraphie de la région comprise entre la Vallée de Buzău et la Rivière Riu Negru etc.*, Rev. de Géol., 1959, **III**, *1*.
17. — *Parallèle entre les schistes noirs de Flysch des Carpates Orientales et les dépôts crétacés des Carpates septentrionales*, St. și cerc. géol., 1960, **V**, *3*.
18. Filipescu M. G. și Alexandrescu Gr., *Répartition des grès grossiers et des arkozes à feldspath rouge dans le Cretacé des Carpates Orientales*, Rev. de Géol., 1962, **VI**, *2*.
19. Filipescu M. G., Drăghindă I. și Mutihac V., *Contributions à l'établissement des horizons et de l'âge des schistes noirs du Flysch des Carpathes Orientales*, Rev. de Biol., 1954, **II**.
20. Filipescu M. G., Murgeanu G. și colab., *Privire generală asupra Flișului cretacic de la curbura Carpaților*, Assoc. Carp. — Balc., Congr. V, *B*, 1961.
21. Frollo Margareta, *Calcaire à chaille dans l'Eocène marginal du Flysch Carpatic des environs de Tirgul Ocna*, Bul. Lab. min., 1937, **II**.
22. Horvitz L., *Essai de raccordement des unités tectoniques des Carpates Orientales avec celles des Carpates Occidentales*, Bull. Serv. Géol., Pologne, 1935, **8**, *3*.
23. Książkiewicz M., *The jurassie and cretaceous of Bachcvice*, Ann. de la Soc. Géol. de Pologne, 1956.
24. Książkiewicz M., *Geology o fthe northern Carpathians*, Geologische Rundschau, 1956, **45**, *2*.
25. Książkiewicz M. and Wieser T., *Upper cretaceous volcanism in the Carpathian Flysh Geosyncline*, Bull. de l'Acad. Polon. des Sci., 1954, **II**, *4*.
26. Macovei G., *Aperçu géologique sur les Carpates Orientales*, II, Reun., Assoc. Géol. Carp., Guide excursions, 1927.
27. Macovei G. și Atanasiu I., *Structura geologică a Văii Bistrița*, Dări de seamă Inst., geol. Rom., 1930, **VIII**.
28. — *L'évolution géologique de la Roumanie-Crétacé*, An. Inst. geol. Rom., 1934, **XVI**.
29. Maslakova I. N., *Lucrările Congresului al IV-lea al Assoc., Carp. Balc.*, Kiev, 1958, **III**.
30. Mrazec L., *Despre cute cu simbure de străpungere*, Bul. Soc. de Șt., 1907, **XVI**,.
31. Mrazec L. et Jekelius E., *Aperçu sur la structure du Bassin néogène de Transylvanie*, **II**. Réun. Asoc. Géol. Carp., Guide excursions, 1927.
32. Murgeanu G., *La nappe interne du Flysch dans les environs de Comarnic et de Teșila*, An Inst. géol. Rom., 1931, **XVI**.
33. — *Sur une cordillière ante-sénonienne dans le géosynclinal du Flysch Carpatique*, C. R. Inst. Géol. Roum., 1937, **XXI**.
34. Patrulius D., Motaș I. și Bleahu M., *Geologhiscoe stoenie ruminscoie Maramureșa*, Lucr. Congr. Asoc. Carp. Balc., Kiev, 1960.
35. Paul K., *Geologie der Bukovina*, Jahrb. d.k.k., Geol. R. A., 1876.
36. Preda D. și Băncilă I., *L'âge des schistes noirs dans le Bassin du Trotuș*, Bul. Soc., géol. Rom., 1937, **III**.

37. Roth Z., *Geologie Humenskeho Pohori na vychodnim Slovenskau*, Geologickae prace, Zpravy, 1956, *8*.
38. Skoczylas-Ciszewska u. Ksiażkiewicz M., *Ein Vergleich des Wienerwald-Flysches mit dem Carpaten Flysch*, Bull. de l'Acad. Pologne des Sci., 1937.
39. Ştefănescu D., *La zone du Flysch Carpatique en Bucovine entre Paltinoasa et Cîmpulung de Moldavie*, Bul. Soc. géol. Rom., 1937, **III**.
40. Svoboda J., *Synoptic geological map of Czechoslovakia* 1/1 000 000, 1960.
41. Swideski B., *Quelques nouvelles données sur la tectonique des Carpates Orientales. Polono-Roum.*, Bul. Acad. Sc., Cracovia, 1925.
42. Tolwinski K., *Glowne elementy tektoniczne Karpat z uwzglednieniem gorlowon Salidow*, Acta Geologica Polonica, 1956, **VI**, *2*.
43. Vjalov O. C., *Kratkii ocerk tektoniki vostocinih sovietskih Karpat*, Lucr. Congr. al IV-lea al Asoc. Carp.-Balc., Kiev, 1958, **I**.
44. Yanshin A. L. a. Menner V. V., *The Cretaceous-Tertiary Boundary*, *Intern. Geol. Congr. XXI Sessione*, Reports of soviets Geol. Probl., 1960, *5*.
45. Wdowiarz S., *Vue d'ensemble de la zone du Flysch Carpatique*, Ann. de la Soc. Géol. de Belgique, 1963, **85**, *10*.
46. Wdowiarz S. et Nowak W., *VI-ème Congr. de l'Assoc. Carp. Balc.*, Guide des excursions : excursion (A_1), Bucureşti, 1963.

Catedra de Paleontologie-Stratigrafie
Universitatea Bucureşti

Primit în redacţie la 23 noiembrie 1966.

SUCCESIUNILE STRATIGRAFICE DIN PLATFORMA COTMEANA

DE

E. LITEANU, A. PRICĂJAN, I. ANDREESCU şi GH. ISTRATE

55 (05)

La alcătuirea geologică a cîmpului înalt din Platforma Cotmeana participă depozite levantine, villafranchiene, precum şi depozite argiloase-loessoide aparţinînd pleistocenului mediu.

Depozitele levantine sînt predominant argiloase şi au un conţinut macropaleontologic extrem de redus.

Villafranchianul este reprezentat prin două orizonturi, unul inferior psamopelitic, alcătuit din pachete groase de nisipuri cu lentile de pietrişuri în alternanţă cu strate subţiri de argilă, şi altul superior, constituit exclusiv din nisipuri grosiere, pietrişuri şi bolovănişuri, care conţin resturi de *Archidiskodon meridionalis* Nesti.

Depozitele argiloase de tip loessoid de pe cîmpul înalt al Platformei Cotmeana au fost atribuite mindelianului, pe criteriul poziţiei lor geometrice, ca şi pe considerentul dedus din morfologia regiunii, în sensul că ele sînt anterioare formării terasei vechi a rîului Olt, de vîrstă mindel — riss.

Platforma Cotmeana reprezintă din punct de vedere morfologic o cîmpie înaltă care aparţine interfluviului Argeş—Olt şi constituie, pe o suprafaţă de peste 3 000 km², tranziţia dintre cîmpie şi colinele de la partea estică a domeniului getic din Depresiunea Valahă. Datorită caracterului său de tranziţie, limitele nordice şi sudice ale acestei unităţi morfologice nu pot fi trasate decît în mod convenţional.

Numai în partea de nord-vest a regiunii, acolo unde rîul Topolog, cursul său inferior, şi-a săpat o vale adîncă, se constată existenţa a două ...uni distincte : la nord o zonă tipic colinară, iar la sud o cîmpie cu altitu-

St. şi cerc. de geol., geof. şi geogr., Seria geologie, t. 12, nr. 1, p. 183—192 Bucureşti, 1967

dine relativă foarte ridicată şi intens fragmentată de văile care o brăzdează. Ne exprimăm părerea că sectorul inferior al cursului rîului Topolog, pe porţiunea în care este dirijat ENE—VSV, ar putea să constituie o limită naturală între coline şi Platforma Cotmeana.

Pentru conturarea limitei de sud a Platformei Cotmeana, ne-am referit la zona în care altitudinea acestei unităţi morfologice începe să se apropie de altitudinile medii superioare ale cîmpului Găvanu-Burdea. În această ipoteză a reieşit că limita de sud a Platformei Cotmeana ar putea fi plasată la exteriorul teritoriului limitrof liniei C. F. R., care leagă localitatea Piteşti de Slatina.

TERASELE OLTULUI DIN PARTEA DE VEST A PLATFORMEI COTMEANA

Pe marginea de vest a Platformei Cotmeana, între localităţile Galicea şi Proroci, rîul Olt a săpat trei nivele de terasă, şi anume terasa veche Coteana (T_0), cu altitudinea relativă de 75—115 m, terasa înaltă Slatina (T_1), avînd altitudinea relativă de 55—75 m, şi terasa inferioară Vultureşti (T_3), cu altitudinea relativă de 20—25 m.

Succesiunile litologice care participă la alcătuirea tuturor teraselor văii Oltului sînt în general analoge şi au fost cercetate atît prin foraje, cît şi în aflorimente, constatîndu-se următoarele rezultate :

Tabelul nr. 1

Succesiunile litologice din terasele Oltului

Complexe litologice	*Grosimi*	*Descrierea litologică*
Sol	0,30— 0,70 m	Prafuri argiloase nisipoase.
Complex superior loessoid	3,00—10,00 m	Argile prăfoase cu aspect loessoid gălbui-cenuşiu, fin nisipoase, cu numeroase concreţiuni calcaroase, uneori cu lentile de pietrişuri mărunte şi nisipuri grosiere, reprezentînd acumulările deluvial-proluviale ale teraselor respective.
Complex psamo-psefitic (acumulări aluvionare)	0,50—10 m	Pietrişuri şi bolovănişuri aluvionare cu diametru maxim de 200 mm, ale căror elemente provin în cea mai mare parte din cristalinul Carpaţilor Meridionali. Subordonat, la alcătuirea pietrişurilor participă şi elemente de eruptiv şi sedimentar.
Complex psamo-pelitic (fundamentul teraselor)	60,00—80,00 m (talpa foraj)	Alternanţă de argile cu nisipuri medii, grosiere şi pietrişuri mărunte.

Asupra elementelor de pietrişuri din complexul psamo-psefitic aparţinînd teraselor Oltului s-au efectuat măsurători morfometrice şi de orientare. Diagramele prezentate argumentează existenţa unei direcţi de sedimentare dirijată nord-sud, cu o uşoară deviere către vest sau e (circa 10°).

Se poate afirma deci că, în regiunea studiată, Oltul şi-a menţi aproximativ aceeaşi direcţie (nord-sud), începînd din timpul depuner aluviunilor terasei Coteana pînă în actual.

Complexul litologic superior constituit din argile prăfoase, fin nisipoase, cu aspect loessoid, este caracterizat din punct de vedere granulometric prin 40% argile, 37% prafuri și 23% nisipuri (diametru maxim 4 mm).

Fracțiunea granulometrică cuprinsă între 0,2 și 1,00 mm a fost analizată la microscop, constatîndu-se că este constituită predominant din nisip cuarțos, pe lîngă care participă sporadic muscovit și granat, precum și concrețiuni. Cuarțul este reprezentat prin granule angulare sau subangulare, frecvent transparente și mai rar mate. Granatul se prezintă sub forma de granule angulare sau subangulare. Muscovitul apare sub formă de foițe cu contururi xenomorfe. Concrețiunile feruginoase și feromanganoase au un contur rotunjit și sînt alcătuite din calcit cu cristalinitate redusă și cu aspect afînat.

Fundamentul terasei Slatina (complexul psamo-pelitic) a fost cercetat încă din secolul trecut de Gr. Ștefănescu (8), care a descris un profil în debleul căii ferate construite pe valea Milcovului, afluent de stînga al Oltului din această zonă.

Sava Athanasiu (1), N. Oncescu, I. Motaș V. Dragoș[1], E. Liteanu și T. Bandrabur (6) au făcut de asemenea cercetări asupra fundamentului acestei terase a Oltului.

În cadrul cercetărilor noastre am studiat cîteva aflorimente în care acumulările aluvionare aparținînd terasei Slatina, precum și fundamentul acesteia, apar bine deschise.

Din complexul psamo-pelitic am colectat o bogată faună de moluște fosile, asemănătoare cu cea descrisă la Bucovăț (10).

Printre formele determinate citățm :

— *Unio strossmayeranus* Brus.,
— *Unio raczianus* Brus.,
— *Unio mojsvari* Peneke ;
— *Unio stoliczkai* Arget. nom Neum.,
— *Unio herjeui* Porumb.,
— *Unio gigiolii* Brus.,
— *Unio* sp.,
— *Pisidium amnicum* Müll.,
— *Pisidium iassiense* Cob.,
— *Dreissena polymorpha* Pall.,
— *Valvata* (*Cincinna*) *piscinalis* Müll.,
— *Valvata* (*Valvata*) *šulekiana* Brus.,
— *Valvata* (*Cincinna*) *crusitensis* Font.,
— *Bulimus* (*Bulimus*) *vucotinovici* Brus.,
— *Lithoglyphus acutus decipiens* Brus.,
— *Hydrobia vitrella* Sabba,
— *Hydrobia syrmica* Neum.,
— *Melanopsis* (*Canthidomus*) *soubeirani* Porumb,
— *Melanopsis* (*Canthidomus*) *porumbarui* Porumb,
— *Melanopsis* (*Lyrcaea*) *slavonica* Neum.,
— *Melanopsis* (*Lyrcaea*) *narzolina* Sism.,
— *Melanopsis rumana* Tourn. var. *correctu* Sabba,

[1] N. Oncescu, I. Motaș, și V. Dragoș, *Cercetări geologice în Platforma Cotmeana*, Raport. Arh. Comit. Geol., 1950.

— *Theodoxus* (*Calvertia*) *licherdopoli* Sabba.,
— *Theodoxus* (*Calvertia*) *licherdopoli* scriptus. Sabba.,
— *Theodoxus* (*Calvertia*) *capillaceus* Brus.,
— *Theodoxus* (*Calvertia*) *slavonicus* Brus.,
— *Theodoxus* (*Theodoxus*) *semiplicatus* Neum.,
— *Viviparus mammatus* Sabba.,
— *Gyraulus* sp.,
— *Planorbarius corneus* L.,
— *Planorbis planorbis* L.,
— *Emmericia rumana* Tourn.,
— *Emmericia candida* Tourn.,
— *Limnea peregra* Müll.,
— Fructificaţii de *Characeae*.

Lunca rîului Olt a fost cercetată printr-un foraj amplasat în dreptul localităţii Slatina, care a pus în evidenţă, în culcuşul depozitelor aluvionare, la adîncimile de 10,10 m şi 47 m următoarele specii de moluşte fosile :

— *Unio gorjensis* Teiss.,
— *Psilunio* (*Psilunio*) *porumbarui* Tourn.,
— *Unio pristinus* Bielz.,
— *Unio* sp.,
— *Psilunio* (*Cuneopsidea*) *herjei* Porumb,
— *Unio* cf. *arciruga* Teiss.,
— *Psilunio* (*Cuneopsidea*) *sculptus* Brus.,
— *Psilunio* (*Psilunio*) *berbestiensis* Font.,
— *Viviparus rudis rudis* Neum.,
— *Viviparus rudis strossmayerianus* Brus.,
— *Viviparus mammatus* Stef.,
— *Viviparus* sp.
— *Melanopsis* (*Melanopsis*) *sandbergeri rumana* Tourn.,

— *Melanopsis (Lyrcea) slavonica* Neum.

În ceea ce priveşte vîrsta teraselor Oltului şi a fundamentului acestora, menţionăm că nu am găsit argumente paleontologice întemeiate pe resturi de mamifere fosile. Din acest motiv ne vom referi şi la constatările făcute în trecut de diferiţi cercetători, pe care le vom discuta sub aspectul datelor reieşite din cercetările noastre.

Cele mai tinere depozite de la marginea vestică a Platformei Cotmeana aparţin acumulărilor aluvionare ale rîului Olt, a căror vîrstă este, fără îndoială, holocen superioară.

Acumulările terasei Vultureşti sînt lipsite de resturi fosile. Din punct de vedere morfologic, această terasă este echivalentă cu terasa inferioară de pe malul drept al Oltului care, la rîndul ei, se racordează cu terasa inferioară a Dunării de vîrstă pleistocen final.

În acumulările terasei Slatina au fost descrise de Gr. Ş t e f ă n e s cu (8) resturi fosile de *Camelus alutensis* Stef. şi *Elephas primigenius* Blumb.

V. I. Gromov (4) consideră specia *Camelus alutensis* Ştef. ca formă conducătoare a complexului faunistic de Haprov, echivalent stratigrafic al villafranchianului.

Totodată, remarcăm că specia *Elephas primigenius* Blumb. se întîlneşte exclusiv în pleistocenul superior. Această nepotrivire ar putea fi explicată în sensul că în realitate specia *Camelus alutensis* Ştef. provine din fundamentul terasei Slatina, în timp ce specia *Elephas primigenius* Blumb. se află *in situ* în acumulările terasei menţionate. În acest sens pledează şi faptul că din pietrişurile aluvionare aparţinînd terasei Slatina Sava Athanasiu (1) a citat resturi de *Elephas antiquus* Falc.

Argumentarea mai înainte expusă se întemeiază şi pe faptul că E. Liteanu şi T. Bandrabur (6) au citat prezenţa unui molar de *Elephas primigenius* Blumb. în acumulările terasei Slatina. De asemenea, T. Bandrabur şi colaboratorii (2) au descoperit în terasa înaltă a Jiului, echivalentă terasei Slatina a Oltului, resturi de *Elephas primigenius* Blumb.

Totodată, precizăm că terasa înaltă a Dunării, care se racordează cu terasele menţionate ale rîurilor Olt şi Jiu, a fost atribuită riss—würmianului, vîrstă pe care o acordăm şi acumulărilor terasei Slatina.

În acumulările terasei Coteana, deşi am făcut cercetări foarte detaliate, nu am reuşit să punem în evidenţă prezenţa unor resturi fosile. Din această unitate morfologică nu s-au prezentat în trecut nici un fel de argumente paleontologice. Sîntem însă de părere că, din punct de vedere geomorfologic, terasa Coteana poate fi paralelizată cu terasa veche a Dunării, din care C. Ghenea şi colaboratorii (3) au citat un molar de *Rhinoceros merki* Jäg., care pledează pentru o vîrstă mindel — rissiană.

În consecinţă, ne exprimăm părerea că acumulările terasei Coteana ar aparţine părţii superioare a pleistocenului mediu.

Privitor la vîrsta depozitelor loessoide, care acoperă acumulările teraselor Slatina şi Coteana, în lipsa unor argumente paleontologice, am înclina să ne orientăm după poziţia lor geometrică.

Sub acest aspect ne exprimăm părerea că acumulările de tip loessoid de pe terasa Vultureşti ar aparţine holocenului inferior, cele de pe terasa Slatina ar aparţine würmianului, în timp ce acumulările similare de pe terasa Coteana ar putea fi atribuite rissianului.

Pentru stabilirea vîrstei fundamentului formelor de relief mai înainte descrise, ne vom referi la discuţia valorii stratigrafice a faunei de moluşte fosile din listele prezentate. Prezenţa speciilor *Viviparus mammatus* Sabba. şi *Unio pristinus* Bielz, într-un număr mare de exemplare, ne îndreptăţeşte să afirmăm că depozitele aluvionare ale Oltului se află peste o formaţiune echivalentă orizontului litologic mediu, separat de Sabba Ştefănescu (9), în levantinul de la Bucovăţ şi trebuie deci să fie atribuite villafranchianului.

Proveniența probabilă a resturilor fosile de *Camelus alutensis* Ştef., din fundamentul terasei Slatina, ar putea să confirme vîrsta acordată de noi.

TERASELE ARGEŞULUI DIN PARTEA DE EST A PLATFORMEI COTMEANA

Pe marginea de est a Platformei Cotmeana, începînd din amonte de localitatea Merişani şi pînă în aval de oraşul Piteşti, rîul Argeş a săpat patru nivele de terase, şi anume :

— terasa veche (T_0) cu altitudinea relativă de 100—110 m ;
— terasa înaltă (T_1) avînd altitudinea relativă de 60—65 m ;
— terasa superioară (T_2) cu altitudinea relativă de 40—45 m ;
— terasa joasă (T_4) avînd altitudinea relativă de 5—7 m.

Referitor la vîrsta acumulărilor aluvionare care iau parte la alcătuirea diferitelor nivele de terasă, menţionăm că pînă în prezent nu s-au cules din aceste depozite resturi fosile.

Ca urmare, vîrsta depozitelor respective rămîne o problemă deschisă. Noi am înclinat însă să paralelizăm terasele Argeşului cu terasele Oltului, respectiv cu cele ale Dunării.

În această ipoteză ar reieşi, pentru diferitele trepte morfologice ale Argeşului, următoarele vîrste :

— terasa veche (T_0) ar aparţine mindel-rissianului ;
— terasa înaltă (T_1) ar putea fi repartizată riss-würmianului ;
— terasa superioară (T_2) ar putea fi raportată pleistocenului superior (würmian I) ;
— terasa joasă (T_4) ar putea fi conferită holocenului inferior.

Lunca are în mod cert vîrsta holocenă.

SUCCESIUNILE LITOLOGICE ALE FUNDAMENTULUI PLATFORMEI COTMEANA ŞI VÎRSTA ACESTORA

Studiul succesiunilor litologice din Platforma Cotmeana s-a întemeiat pe datele reieşite dintr-un mare număr de foraje. Pentru stabilirea complexelor litologice care iau parte la alcătuirea Platformei Cotmeana, am studiat o serie de profile cu direcţia nord-sud.

Astfel, din interpretarea tuturor profilelor de foraje a reieşit existenţa în cîmpul înalt a patru orizonturi litologice distincte şi anume :

— un orizont superior constituit dintr-un material argilos-prăfos, fin-nisipos de tip loess-lehm, gros de circa 5—6 m ;
— un orizont în general psefitic gros de circa 3—8 m ;
— un complex psamo-pelitic, preponderent nisipos, cu lentile de pietrişuri mărunte şi cu intercalaţii subţiri de argile, cu o grosime de 60—80 m ;
— un complex pelitic, predominant argilos, cu rare intercalaţii de nisipuri fine care, în zona nordică a regiunii, prezintă şi lentile de pietrişuri.

Talpa forajelor adînci a fost oprită în acest complex.

Orizontul inferior pelitic aflorează pe o zonă largă numai la extremităţile nordice şi nord-estice ale Platformei Cotmeana, adică pe versantul sudic al Topologului şi pe cel drept al Argeşului.

În dreptul comunei Slătioarele, pe malul drept al văii cu acelaşi nume, apare la zi o fîşie de depozite argiloase, fin-nisipoase care aparţin complexului pelitic.

Din documentația [2] întocmită cu ocazia explorărilor geologice prin foraje, a reieșit că în această zonă s-a întîlnit la mică adîncime un masiv de sare, pe spinarea căruia s-a semnalat o brecie de vîrstă miocenă generată pe seama remanierii unor depozite eocene. Potrivit concluziilor din documentația menționată, formațiunea sării suportă un pachet de depozite pliocene care ar aparține dacianului și levantinului.

Din cercetările noastre a reieșit însă, că în malul drept al văii Slătioarele orizontul pelitic semnalat trebuie să fie atribuit levantinului.

Într-adevăr în acest sens pledează o faună de moluște fosile, recoltată de noi, dintre care citățm următoarele :

— *Melanopsis pterochila pterochila* Brus.,
— *Viviparus bifarcinatus bifarcinatus* Bielz,
— *Valvata piscinalis* Müll.,
— *Melanopsis* sp.,
— *Unio lenticularis* Sabba,
— *Unio* sp.

Specia *Unio lenticularis* Sabba, asociată cu celelalte moluște fosile, constituie un argument valabil pentru a stabili prezența levantinului.

Conținutul paleontologic al orizontului pelitic întîlnit prin foraje în numeroase alte puncte este foarte sărac, macrofauna fiind absentă.

Dintre speciile de ostracode extrase din toate forajele executate sub supravegherea noastră în Platforma Cotmeana citățm următoarele :

Candona lactea Baird.,
Xestoleberis sp.,
Ostracoda 20 a_1,
Astrorhiza sp.,
Illyocypris brady G. O. Sars,
Lineocypris trapezoidea sp. A.

Complexul psamo-pelitic constituit dintr-o alternanță de nisipuri fine, grosiere și pietrișuri, s-a dovedit în toate forajele executate, a fi complet steril din punct de vedere paleontologic. Totuși, menționăm că la limita sud-vestică a Platformei Cotmeana, acest orizont, prezent în fundamentul terasei Slatina, conține o bogată faună malacologică, care argumentează prezența villafranchianului.

În consecință, repartizăm orizontul psamo-pelitic părții inferioare a villafranchianului. De remarcat este faptul că marginea vestică a Platformei Cotmeana constituie limita extensiunii spre est a speciilor de moluște, care caracterizează villafranchianul din domeniul getic.

Raportarea complexului psamo-pelitic villafranchianului, este motivată și de faptul că villafranchianul inferior din cea mai mare parte a Depresiunii Valahe este reprezentat printr-o succesiune litologică în pachete groase conținînd nisipuri, lentile de pietrișuri în alternanță cu strate subțiri de argile.

E. Liteanu (5) a preconizat pentru Depresiunea Valahă criteriul de stabilire a limitei cuaternar—terțiar, la baza ultimului strat de nisipuri cu lentile de pietrișuri.

---

[2]. C. Stoica, *Studiul geologic al regiunii Slătioarele – Pitești*, Rap. Arh. Com. Geol., 1953.

Orizontul litologic cel mai bine cercetat şi a cărei extensiune s-a stabilit a fi continuă, după cum se constată şi prin forajele executate în localităţile Hinţeşti, Albota şi Smei, este constituit din pietrişurile şi bolovănişurile care suportă pătura superficială de depozite prăfoase-argiloase-nisipoase, de tip loessoid.

Tabelul nr. 2

Înclinarea depozitelor psefitice din Platforma Cotmeana

	Panta terenului şi înclinarea depozitelor dintre forajele Hinţeşti şi Albota		Panta terenului şi înclinarea depozitelor dintre forajele Albota şi Smei		Panta medie a terenului şi înclinarea medie a depozitelor dintre forajele Hinţeşti şi Smei.	
	panta m/1 km	unghi	panta m/1 km	unghi	panta m/1 km	unghi
Panta morfologică	0,0076	0°26′	0,0027	0°9′	0,0048	0°16′
Înclinarea patului depozitelor psefitice	0,0071	0°24′	0,0033	0°11′	0,0050	0°17′

Succesiunea cotelor bazei orizontului psefitic menţionat, pe direcţia nord-sud, oferă indicaţii asupra înclinării acestor depozite.

Din prelucrarea datelor obţinute şi din celelalte profile de foraje a reieşit că panta morfologică a Platformei Cotmeana descreşte pe măsură ce avansăm spre sud şi coincide cu înclinarea orizontului psefitic.

Din datele pe care le-am avut la dispoziţie rezultă că şi suprafaţa de contact dintre depozitele de tip loessoid şi orizontul psefitic are înclinări analoge cu cele mai sus arătate.

Complexul psefitic este prezent fără excepţie numai în cîmpul înalt din Platforma Cotmeana, unde aflorează pe versanţii văilor. El este constituit din nisipuri grosiere, pietrişuri şi bolovănişuri, originare din Carpaţii Meridionali.

Geneza acestui complex este cert aluvionară, ca urmare a acumulărilor create de torenţii proveniţi din Carpaţii Meridionali.

În acest sens pledează dispoziţia şi orientarea lentilelor de pietrişuri, care pun în evidenţă existenţa în trecut a unor cursuri de ape torenţiale, dirijate în general dinspre nord către sud.

Materialul psefitic recoltat din foraje ne-a permis să afirmăm că la compoziţia petrografică a acestuia participă următoarele roci : cuarţite, şisturi cuarţitice, micaşisturi, şisturi cloritoase-sericitoase, şisturi grafitoase, şisturi biotitice, amfibolite şi şisturi amfibolice, gnaise, granite gnaisice, diorite, pegmatite, microconglomerate, conglomerate, jaspuri de diferite culori, silexuri etc.

Cantitativ predomină rocile metamorfice, după care urmează rocile eruptive şi apoi cele sedimentare.

Complexul psefitic se prezintă în cîmpul înalt din Platforma Cotmeana în general sub forma unui strat unic. Totuşi, în unele aflorimente este separat în două sau trei nivele, prin intervenţia unor intercalaţii de nisipuri sau nisipuri argiloase.

Astfel, în dreptul comunei Colonești, malul drept al Vediței este abrupt, taluzat putîndu-se constata că, sub depozitele loessoide, apare orizontul psefitic, separat în trei nivele prin două intercalații de nisipuri prăfoase-argiloase.

Cu ocazia săpăturilor sistematice efectuate de noi asupra celor trei nivele psefitice menționate, am reușit să recoltăm numeroase resturi de mamifere fosile. Din nivelul psefitic superior am identificat un molar de *Archidiskodon meridionalis* Nesti și *Dicerorhinus etruscus* Falc.

În consecință, ne exprimăm părerea că orizontul psefitic pînă la nivelul său cel mai înalt aparține villafranchianului superior. Vîrsta acordată complexului psefitic a fost confirmată și prin descoperirea în aflorimentele acestui complex de pe valea Bascovului din dreptul comunei Drăganu a unor molari de *Archidiskodon meridionalis* Nesti. De asemenea, N. Mihăilă (comunicare orală) a recoltat din complexul psefitic care aflorează pe versanții colinelor situate la nord de cursul inferior al Topologului, resturi de *Anancus arvernensis* Croiz. et Job., *Zygolophodon borsoni* Hays și *Archidiskodon meridionalis* Nesti.

*

În ceea ce privește argilele prăfoase, fin nisipoase cu aspect loessoid, care constituie pe cîmpul înalt al Platformei Cotmeana acoperișul complexului psefitic, acestea prezintă următoarele particularități :

Culoarea lor este predominant roșcată, uneori roșcat-cărămizie, alteori gălbuie-cenușie.

La compoziția lor granulometrică participă într-o proporție redusă (0—3%) elemente psefitice, cu un diametru cuprins între 1—5 mm.

Sectoarele nordice ale celor cinci profile au fost cercetate și în ceea ce privește compoziția granulometrică a complexului superior de tip loessoid. Analizele granulometrice au pus în evidență următoarea compoziție mecanică medie : argile — 65%, praf — 20%, nisip — 15%.

Studiul microscopic al fracțiunii nisipoase a arătat participarea masivă a cuarțului precum și mai rar a granulelor de calcit, disten, granați, staurolit, muscovit.

Atît fragmentele de cuarț cît și celelalte minerale se prezintă de regulă sub formă de granule angulare sau subangulare.

În afară de concrețiunile mari („păpuși de loess"), depozitele loessoide cercetate conțin de regulă concrețiuni feruginoase, feromanganoase și calcaroase, cu contur sferic sau neregulat, uneori prezentînd un ∅ pînă la 9 mm, alcătuite din granule fine de cuarț cimentate cu oxizii metalelor respective.

Datele prezentate pledează pentru atribuirea depozitelor loessoide unui tip genetic deluvial-proluvial.

Ne exprimăm părerea că depunerea lor trebuie să fie pusă în legătură cu transportul de către apele de șiroire a materialului eluvial format în zonele situate către nord, și acumularea acestuia pe Platforma Cotmeana, înaintea apariției actualei rețele hidrografice. Mai menționăm că, deși am cercetat în mod amănunțit depozitele loessoide din Platforma Cotmeana, în foarte numeroase aflorimente, nu am reușit să descoperim nici un fel de resturi fosile.

Pentru stabilirea vîrstei acestora am reţinut faptul că depunerea lor trebuie să fie anterioară formării teraselor vechi ale Oltului şi Argeşului, de vîrstă mindel—rissiană, deoarece, depozitele loessoide care acoperă acumulările aluvionare ale acestor terase provin, fără îndoială, din materialul antrenat de apele de şiroire de pe cîmpul înalt.

Faţă de acest considerent şi ţinînd seama de poziţia geometrică a depozitelor de tip loessoid de pe cîmpul înalt, care acoperă nemijlocit depozite aparţinînd villafranchianului superior, înclinăm să acordăm acestor depozite o vîrstă pleistocen mediu.

BIBLIOGRAFIE

1. Athanasiu Sava, *Asupra unor resturi de mamifere fosile pliocene şi cuaternare din România*, Dări de seamă, Inst. Geol. 1912, **III**.
2. Bandrabur T., Feru M. şi Opran C., *Cercetări geologice şi hidrogeologice în regiunea dunăreană dintre Jiu şi Călmăţui*, Com. geol., St. tehn. şi econ., Seria E., Hidrogeologie, 1963, *6*.
3. Ghenea C., Mihăilă N. şi Ghenea A., *Cercetări geologice între V. Topolniţei şi V. Deznăţi*, Com. geol., St. tehn. şi econ., Seria E, Hidrogeologie, 1963, *6*.
4. Gromov V. I., *O verhnei granije treticinogo periodi*, Materiali po cetverticinomu periodu, Akad. Nauk. SSSR, 1950, *2*.
5. Liteanu E., *Despre problema limitei superioare a terţiarului din Depresiunea Valahă*, Acad. R.P.R., St. şi cerc. geol. 1960, **V**, *2*.
6. Liteanu E. şi Bandrabur T., *Geologia Cîmpiei getice meridionale*, Com. Geol., 1957, **XXX**.
7. Liteanu E., *Noi contribuţii la studiul stratigrafic al zăcămîntului de lignit din interfluviul Jiu—Motru*, St. şi cerc., Seria Geologie, 1964, **9**, *1*.
8. Ştefănescu Gr., *Cămila fosilă ain România*, An. Muz. Geol. şi Paleont., 1895.
9. Ştefănescu Sabba, *Étude sur les terrains tertiaires de la Roumanie*, Contribution à l'étude stratigraphique, Lille, 1897.

Comitetul de Stat al Geologiei

Primit în redacţie la 28 aprilie 1966

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA CLIPEASTRIDELOR EOCENE

DE

N. ȘURARU, L. GÁBOS și MARIA ȘURARU

55 (05)

Din depozitele eocene de la Turnul-Roșu [1], autorii descriu o specie nouă de clypeastrid : *Clypeaster* (*Palaeanthus*) *transsylvanicus* n. sp.

Sub aspect paleontologic, această specie se impune nu numai prin diagnoza, asemănările și deosebirile ei față de alte clypeastride eocenice, dar și prin numărul relativ mare de eșantioane (în număr de opt) colectate și studiate.

Sub aspect paleogeografic, ocurența de la Turnul-Roșu lărgește mult spre est aria de răspîndire a clypeastridelor eocene cunoscute pînă în prezent.

INTRODUCERE

Din punct de vedere stratigrafic, paleogeografic și paleontologic, eocenul de la Turnul-Roșu (Sibiu) a prezentat și prezintă o importanță deosebită pentru studiul depozitelor paleogene ale Bazinului Transilvaniei.

Sub aspect paleontologic, aceste depozite își datoresc importanța lor deosebită variației și bogăției lor în elemente de faună și de floră. Pe cît sînt însă de variate și de bogate aceste elemente fosile, pe atît de dificilă este colectarea lor pe orizonturi. Și poate, această colectare a materialului fosil pe orizonturi ar fi unul din deziderateIe cele mai arzătoare ale stratigrafierii acestui petic de eocen de pe rama de cristalin a Munților Făgăraș, restrîns ca suprafață și volum, cu mari variații de facies atît în sens orizontal, cît și în sens vertical și puternic tectonizat.

În ultimul timp s-a dat o atenție deosebită studiului biocronostratigrafic și biofacial al acestor depozite, înregistrîndu-se rezultate frumoase. Pe baza cercetării faunelor de moluște (16) și a faunei de macroforaminifere

[1] Denumirea actuală a localității Porcești.

St. și cerc. de geol., geof. și geogr., Seria geologie, t. 12, nr. 1, p. 193–199, București, 1967

(1), s-au încercat orizontări noi şi chiar o nouă încadrare a acestor depozite în unităţile cronostratigrafice clasice.

Totuşi bogăţia de faună ne rezervă încă surprize.

Cu ocazia efectuării practicii de paleontologie cu studenţii Secţiei de geologie, încă din 1960 am identificat pe teren resturi noi de echinide, aparţinînd unor genuri neîntîlnite pînă atunci la Turnul-Roşu (8), (11), (12, p. 287). Cu un an mai tîrziu, în sesiunea ştiinţifică a cercurilor studenţeşti de la Universitatea „Babeş-Bolyai" Cluj, un colectiv de studenţi[2], condus de noi, a făcut cunoscută prezenţa unor forme de *Schizasteridae* şi *Clypeastridae*, care însă atunci nu au putut fi determinate specific.

Reluînd, deocamdată, studiul amănunţit al clipeastridelor, am putut determina o specie nouă de clipeastrid eocenic[3], aducînd prin aceasta o contribuţie nu numai la cunoaşterea echinidelor terţiare de la noi din ţară, dar şi la cunoaşterea în general a clipeastridelor vechi.

DESCRIEREA MATERIALULUI

Asupra locului de colectare menţionăm că întregul material, constînd din 8 eşantioane, a fost colectat de pe panta botului de deal cuprins între Valea Satului şi Valea Nişului, adică din porţiunea de teritoriu cu aflorimente eocene de la sud-est de cota 495. Deşi în acest perimetru depozitele eocene sînt secţionate de numeroase ogaşe ce sapă pînă la fundamentul cristalin, nu s-a colectat nici un eşantion *in situ*, adică dintr-un anumit orizont.

După faciesul litologic în care sînt prinse eşantioanele colectate, un calcar organogen recifal cu litotamnide şi numuliţi, presupunem că ele provin din placa spartă, fragmentată şi dezagregată a orizontului de calcar grosier, separat de N. Mészáros ca orizontul D (16).

Succesiunea orizonturilor superioare ale eocenului de la Turnul Roşu (16) se poate urmări aproape în toate deschiderile din versanţii torenţilor de la est de Valea Satului, unde aceste depozite se dispun peste orizonturile de calcare grezoase deschise în Valea Satului (=Valea Caselor) şi datate de Gh. Bombiţă, pe baza asociaţiilor de foraminifere mari, şi de N. Mészáros, pe baza asociaţiilor de moluşte, ca ypresian-luteţian inferioare. De la aceste calcare grezoase cu treceri laterale spre calcare slab conglomeratice sau chiar brecioase care pe alocuri depăşesc 20 m grosime, se trece la un orizont de pietrişuri conglomeratice, cu grosimi variabile de la 4—5 m la 7—8 m, cu numuliţi mari (*Nummulites millecaput*), ostrei gigantice şi numeroşi dinţi de selacieni; peste aceste pietrişuri conglomeratice se dezvoltă placa groasă de calcar grosier, compact, foarte fosilifer, pe alocuri cu intercalaţii conglomeratice. În acest din urmă orizont calcaros, pe lîngă resturi de moluşte, numuliţi mici, bombaţi şi discocicline, pe suprafaţa unor bancuri am putut observa secţiuni prin ţesturi de echinide şi taluri de litotamnide, dintre care am identificat forma de *Archaeolithothamnium aschersoni* (Schwag), (fig. 1), care adesea le conferă un aspect recifal.

[2] Szabo Samuel, Verdeş Grigore, Jozsa Francisc, Simandi Cristina şi Kovács Magda.

[3] Ne exprimăm pe această cale mulţumirile noastre dr. Szörényi Erzsébet pentru preţioasele indicaţii bibliografice şi confirmarea determinării noastre.

Cele 8 eșantioane, pe care le presupunem ca provenind din acest orizont de calcar grosier (16), prin țestul subpentagonal, aplatizat, prin capătul distal deschis al petalelor și fața inferioară concavă, pledează pentru o formă mai veche de clipeastrid.

Atribuirea generică. Dacă în ceea ce privește momentul apariției clipeastridelor, autorii (5), (14), (24), (18), (17), (21), (19) în general sînt de acord cu eocenul mediu — auversian —, din care sînt descrise cîteva forme sporadice de clipeastride primitive, în privința atribuirii lor generice, părerile diferiților autori diferă.

Astfel J. Boussac (2) în 1911 descrie din auversianul de la Biarritz, pe baza unui fragment, cel mai vechi clipeastrid pentru care el creează un subgen și o specie nouă, *Clypeaster* (*Biarritzella*) *marbellensis* Boussac. În 1912 J. Lambert își exprimă părerea că genul *Biarritzella* Boussac este identic cu genul *Laganidea* Pomel 1887 ; în schimb, în 1920, pe baza unor forme noi, pe care L. Castex le-a colectat între Villa Marbella și Hermitage, J. Lambert (4) a reușit să dea o diagnoză mai completă genului *Biarritzella* și chiar să-i apere valabilitatea.

Th. Mortensen, în monografia sa, nu o acceptă pe *Biarritzella* ca un gen separat. După Th. Mortensen, dispoziția în evantai a stîlpilor interni de susținere din zona interradiară marginală, pe care J. Lambert o consideră un caracter generic distinctiv, nu are valoare, întrucît și la alte specii de clipeastride se poate constata o dispoziție asemănătoare a stîlpilor interni de susținere (de exemplu *Clypeaster eurychorius* M. L. Clark). Nici celelalte caracteristici nu deosebesc în mod clar *Biarritzella* de *Clypeaster* ; numai petalele deschise pledează pentru o formă mai primitivă de clipeastrid ; după Th. Mortensen, „genul" *Biarritzella* Boussac este apropiat de „genul" *Palaeanthus* Lambert, cu care poate este chiar identic[4].

În sensul monografiei lui Th. Mortensen, eșantioanele noastre se pot încadra în cuprinsul „genului" *Palaeanthus* Lambert, pe care Mortensen îl caracterizează astfel : „Test oval ori subpentagonal, convex aborally, concave orally ; edge moderately thickened. Peristome not sunken so as to form an « infundibulum ». Petals open."

Țesutul este oval sau subpentagonal, aboral convex, oral concav, marginea țestului se îngroașă moderat. Peristomul nu este atît de adîncit, încît să formeze un infundibulum. Petalele sînt deschise.

Urmărind literatura speciei *Clypeaster profundus* (Ag.)[5], genotipul lui *Palaeanthus* Lamb. și al speciei *Clypeaster breunigii* Laube (15), care

[4] În monografia lui Th. Mortensen, genul *Palaeanthus* Lamb. este numai discutat nu și verificat (probabil din lipsa unui material fosil suficient de bogat), motiv pentru care genul acesta este trecut între ghilimele.

[5] 1840 *Lagana profunda* Ag. — Agassiz L. : *Catalogus systematicus ectyporum*, p. 6.
1847 *Echinocyamus profundus* (Ag.) — Agassiz L. et Desor N. : *Catalogue raisonnée des Echinides*, p. 83.
1858 *Sismondia profunda* (Desor) — Desor E. (6), p. 226.
1865 *Sismondia profunda* (Desor) — Ooster : *Synopsis des Echinodermes fossiles des Alpes Suisses*, p. 62, pl. 11, fig. 3.
1925 *Clypeaster* (*Palaeanthus*) *profundus* (Ag.) — (13), p. 299 (pentru ilustrarea sa, se dă *Clypeaster breunigii* Laube din Fabian R., Paleont. dei Colli Berici, p. 89, pl. 1., fig. 20 a b).
1948 *Palaeanthus* Lamb. (17), p. 23, fig. 23 a b c d din text.

se discută în legătură cu genul *Palaeanthus*, am putut stabili că eşantioanele noastre sînt mai accentuat pentagonale, au peristomul uşor adîncit, marginea ţestului lor este mai subţiată, iar petalele nu sînt atît de deschise ca la *Clypeaster profundus* Ag.

Luînd în considerare aceste note caracteristice, constatăm că eşantioanele noastre aparţin grupului de forme ale lui *Palaeanthus*, reprezentînd o specie nouă:

Ordinul **CLYPEASTROIDA** (L. Agassiz et Desor) Duncan;

Subordinul **CLYPEASTRINA** Gregory;

Familia **CLYPEASTRIDAE** Duncan;

„Genul" **Palaeanthus** Lambert.

Clypeaster (Palaeanthus)[6] **transsylvanicus** n. sp.

(fig. 2—13)

Holotip: fig. 2, 3, 6. Materialul este înregistrat şi depus în colecţia catedrei de paleontologie — stratigrafie, Universitatea „Babeş-Bolyai" Cluj.

Tipoid: fig. 4, 5 şi 7—13, *idem*.

Derivatio nominis: după denumirea regiunii Transilvania.

Locus tipicus: Turnul-Roşu (Sibiu), pe versantul nordic al dealului dintre Valea Satului şi Valea Nişului.

Stratum tipicum: ? orizontul calcarului grosier (D), eocen mediu (16).

Material. Ne stau la dispoziţie 8 eşantioane, însă, din cauza stadiului lor de păstrare, numai la 4 din ele s-au putut efectua măsurătorile necesare.

Eşantionul nr. 1 (fig. 1, 2, 6), care reprezintă forma cea mai mare, pare cel mai potrivit pentru a servi la stabilirea caracteristicilor speciei.

Descriere. Ţest scund, de contur aproape pentagonal, cu sinuozităţi. Lungimea ţestului întrece numai cu puţin lăţimea sa (tabelul nr. 1).

Tabelul nr. 1

Dimensiunile ţestului (mm)

Nr. crt.	Lungimea	Lăţimea	Înălţimea	Lăţime : Lungime	Înălţime : Lungime
1.	68,7	59,6	15,6	0,867	0,227
2.	49,2	43,0	12,1	0,873	0,245
3.	65,5	55,0	14,9	0,838	0,227
4.	64,4	55,5	—	0,863	—

Faţa superioară a ţestului se înalţă uşor spre aparatul apical, situat în vîrf şi uşor împins înainte, distanţa de la aparatul apical pînă

[6] În sensul lui Lambert, şi noi considerăm *Palaeanthus* un subgen al lui *Clypeaster*.

la marginea anterioară a ţestului reprezentînd 47% din lungimea totală a ţestului. Marginea uşor lăţită a ţestului este rotunjită, partea anterioară a lui este mai groasă decît cea posterioară, unde zona marginală se subţiază.

Faţa inferioară a ţestului este adîncită în direcţia deschiderii orale, conferindu-i astfel un aspect concav. Deschiderea orală este uşor adîncită, însă, din cauza acoperirii, caracteristicile de amănunt nu au putut fi stabilite la holotip.

La formele tipoide, deschiderea orală a fost deteriorată în timpul preparării. Jgheaburile ambulacrare neramificate se întind de la peristom pînă la ambitus, prezentînd o alură liniar-dreaptă. Periproctul este circular, uşor alungit transversal şi situat la o distanţă mică de ambitus, care prezintă o sinuozitate slabă în partea posterioară periproctului.

Petalele se reliefează uşor, ele nu sînt la fel de lungi, nici la fel de late, diferenţa dintre ele fiind abia de 1—2 mm; cea mai lungă petală este cea frontală (la holotip = 21,7 mm), fiind în acelaşi timp şi cea mai îngustă (tabelul nr. 2).

Tabelul nr. 2

Caracteristicile zonelor ambulacrare (mm)

Nr. crt.	Petala frontală		Perechea de pet. anter.		Perechea de pet. poster.		Numărul de pori	Numărul de pori	Numărul de pori
	lung.	lăţime	lung.	lăţime	lung.	lăţime	petala front.	perechea de petale ant.	perechea de petale post.
1.	21,7	11,6	20,5	12,5	21,1	12,6	40—41	38—39	44—45
2.	16,1	7,9	14,5	8,1	15,3	9,2	37—38	34—35	40—41

La o treime a lungimii lor totale, petalele se lăţesc brusc, rămînînd deschise pînă la capătul lor distal.

Şirul extern de pori din zona poriferă prezintă o alură în arc, care la capăt se încheie cu şirul intern de pori; acesta, în opoziţie cu şirul extern de pori şi începînd cu locul de lărgire al ambulacrelor, prezintă o alură dreaptă, îndoindu-se la capăt aproape pe neobservate spre interior.

Lăţimea zonei interporifere reprezintă aproximativ dublul unei zone porifere. Zona interporiferă este acoperită de tuberculi mai mici decît în restul ţestului.

Porii conjugaţi sînt legaţi între ei prin jgheaburi înguste şi scunde, iar creasta care îi desparte este acoperită de 5—6 tuberculi mici.

Suprafaţa întregului ţest este acoperită de tuberculi deşi : la marginea ţestului şi pe faţa inferioară a lui, aceştia sînt mai mari, mai bine scrobiculaţi şi dispuşi mai rar decît pe restul ţestului.

A s e m ă n ă r i ş i d e o s e b i r i. Faţă de *Clypeaster* (*Biarritzella*) *marbellensis* Boussac (4), specia stabilită de noi se deosebeşte printr-un ţest mai înalt, cu marginea mai groasă, prin zone ambulacrare uşor reliefate, prin faţa inferioară concavă şi prin jgheaburi ambulacrare ce ajung pînă la marginea ţestului.

În opoziţie cu acestea, *Clypeaster* (*Biarritzella*) *marbellensis* Boussac (4) are ţestul cu mult mai aplatizat; marginea ţestului subţiată, zonele sale ambulacrare nu se reliefează, faţa inferioară este complet plată, iar jgheaburile ambulacrare nu ajung pînă la marginea ţestului.

În timp ce la *Clypeaster* (*Biarritzella*) *marbellensis* Boussac gradul de deschidere al petalelor este identic cu lăţimea cea mai mare a lor, la *Clypeaster* (*Palaeanthus*) *transsylvanicus* n. sp., capetele petalelor sînt uşor îndoite spre interior.

Numai în ceea ce priveşte forma porilor, dispoziţia şi aspectul tuberculilor, specia noastră prezintă asemănări cu *Clypeaster* (*Biarritzella*) *marbellensis* Boussac.

Faţă de *Clypeaster* (*Palaeanthus*) *boussaci* Lambert (13), cunoscut din orizontul grezos (auversian) al numuliticului superior de la Castella, *Clypeaster* (*Palaeanthus*) *transsylvanicus* n. sp. se aseamănă prin faţa inferioară concavă, prin jgheaburile ambulacrare şi forma proeminentă a porţiunii apicale. Totuşi *Clypeaster* (*Palaeanthus*) *boussaci* Lambert se deosebeşte net de specia noastră prin conturul său mai alungit, prin înălţimea mai mare a ţestului (100 mm lungime, 75 mm lăţime, 20 mm. înălţime) prin aspectul mai deschis al petalelor şi prin grosimea zonei sale marginale.

În ceea ce priveşte talia şi mărimea lor, unele eşantioane din seria tipoidelor noastre (fig. 4,5) prezintă asemănări cu *Clypeaster breunigii* Laube (15), (18), a cărui vîrstă, după P. Oppenheim (20), este priaboniană (orizontul Sangonini şi Gomberto); însă, prin caracterul mai deschis al petalelor şi prin faţa inferioară pronunţat concavă, tipoidele noastre se deosebesc de *Clypeaster breunigii* Laube.

Urmărind în tabelele date micile diferenţe în rapoartele diferitelor valori dimensionale ale elementelor structurale (lungimea şi lăţimea ţestului, a petalelor, numărul perechilor de pori, proeminarea petalelor, dezvoltarea sinuozităţilor şi a grosimii marginii ţestului), constatăm că toate aceste diferenţe mici exprimă variaţii individuale, care pot fi puse în legătură cu felul de viaţă al clipeastridelor.

Întrucît clipeastridele eocene sînt rare şi puţine ca specii, ocurenţa de la Turnul-Roşu, prin numărul relativ mare de eşantioane, deschide perspective noi în această direcţie. Abia confirmarea presupunerii noastre în ceea ce priveşte proveniența acestor clipeastride va putea aduce o precizare mai exactă cu privire la vîrsta părţii superioare a depozitelor eocene de la Turnul-Roşu, întrucît se ştie astăzi, că aceste forme de echinide nu au numai o valoare faciesală, ci sînt chiar indicatoare de etaje şi orizonturi.

În ceea ce priveşte aria de răspîndire a clipeastridelor vechi, eocene (9), cunoscute abia din auversianul Aquitaniei (Biarritz: Couches de Villa Marbella), Italiei de nord (Colii Berici) şi din eocenul alpin (Elveţia), ocurenţa de la Turnul-Roşu lărgeşte această arie mult spre est, pînă în regiunile Bazinului Transilvaniei.

BIBLIOGRAFIE

1. Bombiţă Gh., *Contribuţii la corelarea eocenului epicontinental în R. P. Română*, Edit. Acad. R.P.R., Bucureşti, 1963.
2. Boussac J., *Études stratigraphiques et paléontologiques sur le Nummulitique de Biarritz*, Annales Hebert, Paris, 1911, V.
3. — *Études paléontologiques sur le Nummulitique alpin*, Mém. carte géol. France, Paris, 1911.
4. Castex L. et Lambert J., *Revision des Echinides des falaises de Biarritz*, Actes de la Soc. Linnéenne de Bordeaux, 1920, I, 71.

5. COTTEAU M. G., *Paléontologie française. Terrain tertiaire, Echinides Eocènes*, Paris, 1889—1894, **II**.
6. DESOR E., *Synopsis des Echinides fossiles*, Paris et Wiesbaden, 1858.
7. DAMES W., *Die Echiniden der vicentinischen und veronesischen Tertiärablagerungen*, Paleontographica 25, Cassel, 1877.
8. HAUER FR. R. und STACHE G., *Geologie Siebenbürgens*, Viena, 1863.
9. JOLEAUD L., *Atlas de Paléobiogéographie*, Paris, 1939.
10. ILIE D. M., *Cercetări geologice în Bazinul Transilvaniei (regiunea Alba Iulia — Sibiu — Făgăraș — Rupea)*, An. Comit. Geol., București, 1955, **XXVIII**.
11. KOCH A., *Die alttertiären Echiniden Siebenbürgens*, Jahrb. d. k. ung. Geol. Anst. Budapesta, 1884, **VII**.
12. — *Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen, Landestheile, I. Theil, Paläogene Abteilung*, Mitth. Jahrb. d. ung. Geol. R. Anst., Budapesta, 1894, **10**.
13. LAMBERT J., *Note sur quelques espèces anciennes du genre Clypeaster*, Annales de la Société Linnéenne de Lyon, 1914, **61**.
14. LAMBERT J. et THIÉRY P., *Essai de nomenclature raisonnée des Echinides*, Chaumont, 1909—1925.
15. LAUBE G., *Ein Beitrag zur Kenntnis der Echinodermen des vicentinischen Tertiärgebietes*, Denkschr. d. Akad. Wissen., Viena, 1869, **29**.
16. MÉSZÁROS N., *Stratigraphie und Molluskenfauna der Eozänablagerungen von Porcești (Kreis Sibiu-Hermannstadt, Rumänien)*, N. Jb. geol. Paläont., Mh., Stuttgart, 1960, **5**.
17. MORET L., *Manuel de Paléontologie animale*, Paris, 1953.
18. MORTENSEN TH., *A monograph of the Echinoidea*, Copenhaga, 1948, **IV**, *2*.
19. MÜLLER A. H., *Lehrbuch d. Paläozoologie*, Jena, 1963.
20. OPPENHEIM J., *Revision der tertiären Echiniden Venetiens und des Trentino unter Mittheilung neuer Formen*, Zeitschr. d. Dtschen. Geol. Gesellsch., Berlin, 1902, **54**.
21. PIVETEAU J., *Traité de Paléontologie*, **III**, Paris, 1953.
22. POPESCU-VOITEȘTI I., *Contribuțiuni la studiul geologic și paleontologic al regiunii muscelelor dintre Dîmbovița și Olt*, An. Inst. Geol. Rom. **II**, 1909.
23. — *Contributions à l'étude stratigraphique du Nummulitique de la Dépression gètique*, An. Inst Géol. Roum. **III**, 1911.
24. SCHWAGER C., *Die Foraminiferen aus den Eocaenablagerungen der libyschen Wüste und Aegyptens*, Paleontographica, Cassel, 1883, **XXX**, *1*.
25. ZITTEL K. A., *Grundzüge der Paläontologie*. I. Abt. Invertebrata, München u. Berlin, 1924.

Catedra de paleontologie — stratigrafie
Universitatea „Babeș-Bolyai" Cluj.

Primit în redacție la 28 aprilie 1965.

PLANŞA I

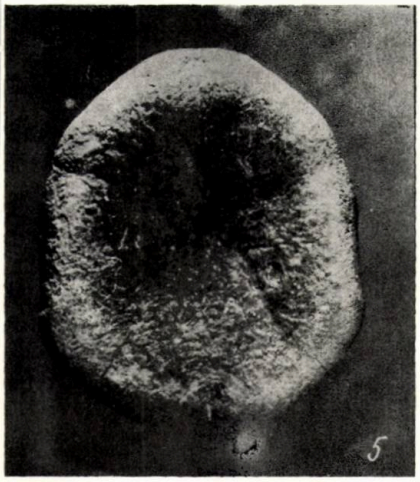


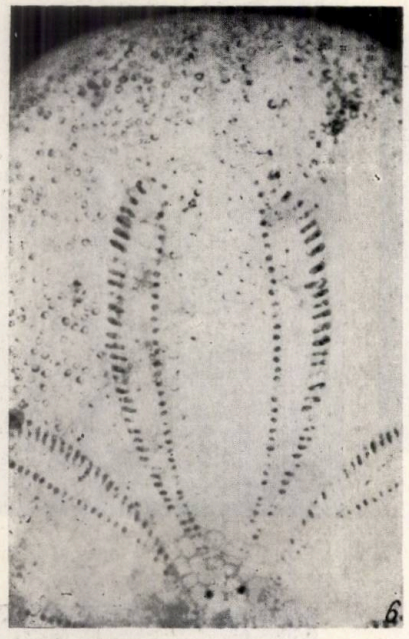
Fig. 1. — *Archaeolithothamnium aschersoni* (Schwag.), secţiune microscopică ; mărime × 35.

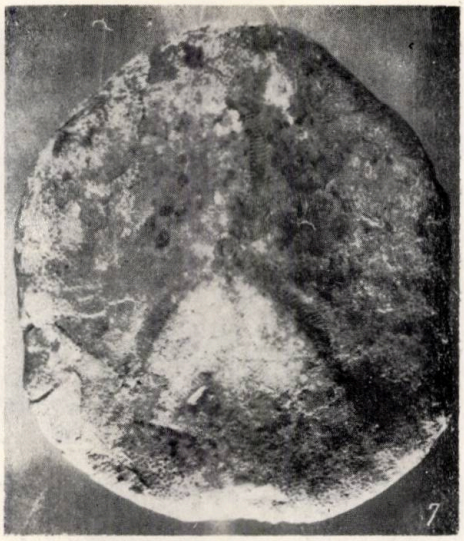
Fig. 2. — *Clypeaster* (*Palaeanthus*) *transsylvanicus* n. sp., holotip faţa superioară ; uşor micşorat ; eşantion nr. 1.

Fig. 3. — *Clypeaster* (*Palaeanthus*) *transsylvanicus* n. sp., holotip, faţa inferioară ; mărime naturală ; eşantion nr. 1.

Fig. 4. — *Clypeaster* (*Palaeanthus*) *transsylvanicus* n. sp., faţa superioară ; eşantion nr. 2.

Fig. 5. — *Clypeaster* (*Palaeanthus*) *transsylvanicus* n. sp., faţa inferioară ; mărime naturală ; eşantion nr. 2.





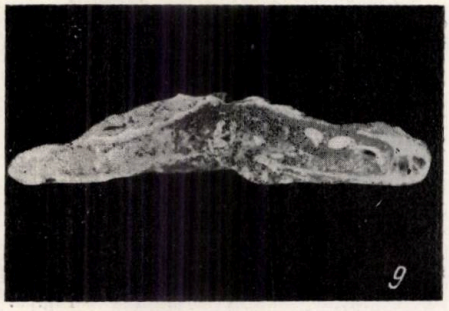


Fig. 6. — *Clypeaster* (*Palaeanthus*) *transsylvanicus* n. sp., holotip, petala frontală mărită ; mărime 2,4 ; eșantion nr. 1.

Fig. 7. — *Clypeaster* (*Palaeanthus*) *transsylvanicus* n. sp., fața superioară ; ușor mărit ; eșantion nr. 4.

Fig. 8. — *Clypeaster* (*Palaeanthus*) *transsylvanicus* n. sp., eșantion prins în calcar cu litotamnidee și numuliți, ușor micșorat ; eșantion nr. 5.

Fig. 9. — *Clypeaster* (*Palaeanthus*) *transsylvanicus* n. sp., secțiune transversală șlefuită ; mărime naturală ; eșantion nr. 6.

Fig. 10. — *Clypeaster* (*Palaeanthus*) *transsylvanicus* n. sp., fața superioară ; ușor micșorat ; eșantion nr. 3.

Fig. 11. — *Clypeaster* (*Palaeanthus*) *transsylvanicus* n. sp., fața inferioară ; ușor micșorat ; eșantion nr. 3.

Fig. 12. — *Clypeaster* (*Palaeanthus*) *transsylvanicus* n. sp., fața superioară ; ușor micșorat ; eșantion nr. 7.

Fig. 13. — *Clypeaster* (*Palaeanthus*) *transsylvanicus* n. sp., fața inferioară ; ușor micșorat ; eșantion nr. 7.

DATE NOI ASUPRA FAUNEI TORTONIENE DE LA ZORLENȚUL MARE (BANAT)

DE

FLOREI NICOLAE și BĂLUȚĂ CRIȘAN

55 (05)

În comunicarea de față, autorii, prin analiza conținutului micropaleontologic din depozitele tortoniene de la Zorlențul Mare (Banat) și prin corelarea microfaunistică din alte regiuni, atestă vîrsta tortonian superioară a acestor depozite. Asociația faunistică, compusă din 38 de specii de foraminifere, 1 specie de viermi, 10 specii de briozoare, 10 specii de gasteropode, 4 specii de lamelibranhiate și 8 specii de ostracode, reprezintă forme noi pentru regiune.

În lucrări anterioare (5), (6) ne-am ocupat de sedimentarul tortonian de la Zorlențul Mare, unde am dat un tabel cu macrofauna determinată și cîteva date geologice asupra regiunii.

Obiectul comunicării de față se referă, în primul rînd, la analiza microfaunei din depozitele tortoniene, precum și a unor elemente de macrofaună noi pentru regiune. Pe baza analizei microfaunei și a corelării ei cu alte regiuni clasice din țara noastră, vom încerca să precizăm vîrsta tortonianului din această regiune.

Tortonianul din regiunea cercetată este dispus transgresiv și discordant peste cristalinul Semenicului. Aria de răspîndire a depozitelor tortoniene se restrînge la două petice care aflorează pe Pîrîul Izvoarelor și Valea Rea, la sud de Valea Pogănișului (planșa I).

Din punct de vedere litologic, tortonianul este reprezentat în bază prin marne nisipoase de culoare violacee-cenușie, iar la partea superioară prin nisipuri grosiere gălbui, fosilifere.

Pe lîngă macrofauna citată (5), (6), am mai determinat următoarele forme noi pentru regiune : *Clanculus tuberculatus* Eichw., *Nerita radula*

L., *Aporrhais pes-pelecani* L., *Melongèna cornuta* Agassiz, *Cassis* (*Cassis*) *postmammilaris* Sacco, *Aspa marginata* Gmelin, *Muricopsis cristata* Brocchi, *Tortoliva subcanalifera* d'Orb., *Bathytoma cataphracta* Brocchi, *Pecten* (*Flabellipecten*) *besseri* Andrz., *Panope* (*Panope*) *menardi* Desh., *Corbula* (*Varicorbula*) *gibba* Olivi, *Pedalion rollei* Hörnes.

Analiza probelor culese de pe Pîrîul Izvoarelor (planşa II), respectiv Valea Rea, (planşa I) din marnele nisipoase şi nisipurile marnoase, se caracterizează din punct de vedere micropaleontologic printr-o asociaţie în care intră următoarele resturi :

a) foraminifere (tabelul nr. 1);
b) viermi: *Serpula bilaqueata* Boettger;
c) briozoare (determinate de V. Ghiurcă): *Crisia hörnesi* Reuss, *Tervia vibicata* Manzoni, *Lichenopora deformis* Reuss, *Ceriopora globulus* Reuss, *Hornera verrucosa* Reuss, *Sertella cellulosa* (L.), *Sertella rubeschii* (Reuss), *Pleuronea pertusa* (Reuss), *Tubulipora phalangea* Couch;
d) ostracode (determinate de G. Zaharescu, Mediaş): *Krite bartonensis* Méhes, *Hemicythere spejeri* Brady, *Hemicythere convexa* Baird, *Loxoconcha hastata* Reuss, *Bayrdia subdeltoidea* Münster, *Macrocypris prima* Méhes, *Cytheridea acuminata* Bosquet, *Orionina* aff. *vaughani* Ulrich şi Basslers;
e) otolite (determinate de M. Şuraru): *Otolitus (Smaris) elegans* Proch., *Otolitus (Gadidarum) minusculus* Schub., *Otolitus (Chrysophris) döderleini* Bass. şi Schub., *Otolitus (Berycidaruum) austriacus* Kok., *Otolitus (Pleuronectidarum) splendens* Schub., *Otolitus (Macrurus) ellipticus* Schub., *Otolitus (Cobius) intimus* Proch.

Din analiza micropaleontologică a depozitelor tortoniene de la Zorlenţul Mare se pot deduce următoarele concluzii :

Conţinutul micropaleontologic din succesiunea tortonianului constă din resturi, care aparţin la grupuri taxonomice foarte diferite, ca : foraminifere, viermi, briozoare, ostracode, spiculi de echinide, spongieri, otolite. Din punctul de vedere al originii, componentele conţinutului micropaleontologic reprezintă forme proprii (*in situ*), contemporane sedimentelor, fapt dovedit de starea lor perfectă de conservare.

În profilele studiate s-au identificat un număr de 46 de specii de foraminifere, dintre care majoritatea revin familiilor *Buliminidae*, *Miliolidae* şi *Nonionidae*. Din tabelul nr. 1 se poate observa că, deşi frecvenţa variază de la specie la specie, totuşi speciile de *Nonionidae* şi *Alveolinidae* sînt cele mai numeroase. Se mai găsesc de asemenea ostracode, briozoare, în majoritate aparţinînd genului *Crisia*, şi foarte mulţi spiculi de echinide Caracteristica microfaunei este imprimată de genul *Borelis*, *Ammonia*, care sînt abundente şi foarte variate ca dimensiuni.

Dacă facem o comparaţie a microfaunei tortoniene de la Zorlenţul Mare cu microfauna tortoniană din alte regiuni ale Bazinului Transilvaniei şi a altor bazine din ţară şi de peste hotare, se relevă că asemănările cele mai mari sînt cu microfauna din Bazinul Vienei (26 de specii comune), urmată de regiunile Baia-Mare (20 de specii comune), Muntenia, Lăpugiu (19 specii comune), Bahna (18 specii comune), Buituri, Comşeşti, Podolia (17 specii comune).

Tabelul nr. 1

Răspîndirea și frecvența foraminiferelor din tortonianul superior de la Zorlențul Mare (Banat)

Genul și specia	Bazinul Transilvaniei			Bazinul Bahna	Bazinul Baia-Mare	Subcarpații Munteniei	Podolia	Bazinul Vienei	Frecvența
	Lăpugiu	Buituri	Comșești						
Textularia agglutinans d'Orb.		×			×	×			/
Triloculina austriaca d'Orb.	×	×		×				×	/
Triloculina consobrina d'Orb.		×					×	×	IIIII
* *Triloculina gibba* d'Orb.					×		×	×	IIIII
**Quinqueloculina badenensis* d'Orb.	×	×		×			×	×	IIIII
Flintia robusta (H. B. Brady)									·
* *Borelis melo* Fichtel și Moll	×	×	×	×	×	×	×	×	O
Borelis haueri d'Orb.	×	×		×	×		×	×	·
Robulus cultratus Montf.	×							×	·
Robulus echinatus d'Orb.	×							×	IIIII
Robulus sp.									·
Robulina intermedia d'Orb.				×				×	·
Lenticulina cf. *costata subdecorata* (Cushman)									·
Marginulina deformis Neug.								×	·
Nodosaria bacillum Defrance	×				×			×	/
Globulina aequalis d'Orb.	×							×	/
**Globulina gibba* d'Orb.	×	×	×	×	×	×		×	IIIII
Globulina gibba striata Egger						×			/
Globulina spinosa d'Orb.								×	O
Bulimina aculeata d'Orb.			×			×	×		·
Bulimina elongata d'Orb.			×		×		×	×	·
Bulimina tuberculata Egger									·
Bolivina antiqua d'Orb.									·
Bolivina punctata d'Orb.				×		×			/
Bolivina spathulata (Williamson)			×			×			IIIII
Bitubulogenerina sp.									·

(continuare)

Genul și specia	Bazinul Transilvaniei			Bazinul Bahna	Bazinul Baia-Mare	Subcarpații Munteniei	Podolia	Bazinul Vienei	Frecvența
	Lăpugiu	Buituri	Comșești						
Reussella spinulosa (Reuss)		×		×		×			/
Reussella spinulosa laevigata Cushm.									/
Virgulina schreibersiana Czjzek.	×			×	×	×			·
Virgulina (?) *digitalis* (Grzbowski)	×			×	×			×	·
Elphidium advenum (Cushm.)					×	×			○
Elphidium crispum (Linné)	×	×	×	×	×	×	×	×	○
Elphidium macellum (Fichtel și Moll)	×	×	×		×	×	×		○
**Nonion commune* (d'Orb).	×	×	×		×	×	×	×	◍
Nonion granosum (d'Orb.)		×	×		×	×		×	○
**Ammonia beccarii* (Linné)			×		×	×	×		◍
Epistomina sp.									·
Cibicides boueanus (d'Orb.)	×		×	×	×		×	×	/
Cibicides dutemplei (d'Orb.)			×	×			×	×	⫶
Cibicides conoideus (Czizek.)			×			×			/
Cibicides lobatulus (Walker și Jacob)		×	×	×	×	×	×	×	/
Cibicides menneri Serova			×				×		/
Globigerina bulloides d'Orb.	×	×	×	×		×	×	×	⫶
Asterigerina planorbis d'Orb.	×	×	×	×	×	×	×	×	◍
**Amphistegina haueri* d'Orb.	×	×		×	×			×	○
**Heterostegina costata* d'Orb.	×	×		×	×			×	⫶

* Forme citate

● 1 exemplar
/ 2–5 exemplare
⫶ 6–20 exemplare
○ 21–100 exemplare
◍ peste 100 exemplare

Din analiza probelor de microfaună reiese că întregul conținut micropaleontologic al tortonianului de la Zorlențul Mare poate fi corelat cu asociația tortonian-superioară în faciesul marnelor cu *Spirialis* T_2 (T_2b) din unitatea pericarpatică (12) sau din Bazinul Transilvaniei (8), (13), (14), (22). Asemănări mai pronunțate prezintă și cu fauna descrisă de d'Orbigny în tortonianul din Bazinul Vienei (25).

Frecvența mare a speciilor *Ammonia beccarii* (L.), *Borelis melo* Fichtel și Moll, a nonionidelor și prezența lui *Cibicides lobatulus* (Walker și Jacob) pledează pentru acest fapt. De altfel, și complexul faunistic determinat de noi (5), (6), ca și caracterul variat al acestei asociații, ar confirma vîrsta *tortonian-superioară* a depozitelor ce o conțin.

CÎTEVA CONSIDERAȚII DE ORDIN PALEOECOLOGIC

Din analiza litologo-paleontologică a depozitelor tortoniene de la Zorlențul Mare rezultă că ne găsim într-o regiune de țărm a unui golf de dimensiuni nu prea mari, unde, datorită condițiilor de mediu optime, s-a dezvoltat o faună bogată și variată.

În privința adîncimii, putem afirma că acest bazin reprezenta o zonă de țărm, judecînd după faptul că rocile sînt de natură nisipoasă-marnoasă. De altfel, și caracterul faunei de aici ne arată că aceasta aparține aproape în exclusivitate zonei litorale, caracterizată prin ape agitate și de adîncime nu prea mare.

Pe baza materialului colectat putem afirma că temperatura era ridicată, datorită prezenței în număr mare a formelor recifale, precum și prezenței genurilor *Borelis*, *Amphistegina* și *Heterostegina*. Toate aceste forme își au și azi reprezentanți în mările calde și populează mai ales regiunile coraligene. La fel, pentru aceeași concluzie, pledează și miliolidele, buliminidele, care trăiesc în ape calde și puțin adînci.

Salinitatea bazinului a fost aproape normală. Prezența genurilor: *Elphidum*, *Ammonia*, *Ervilia*, *Pirinella*, *Cerithium* și în special a hidrobiidelor ne face să presupunem o tendință slabă de îndulcire. S-ar putea presupune că aceste forme ar fi trăit în regiunea de țărm propriu-zisă, unde apele de pe uscat să fi avut o influență asupra salinității.

Apariția acestor forme care suportă, și chiar preferă, o apă mai îndulcită ar arăta că acest complex faunistic a trăit la finele tortonianului, imediat înainte de etapa de îndulcire, care a avut loc la începutul sarmațianului.

★

Din analiza conținutului micropaleontologic din depozitele tortoniene de la Zorlențul Mare (Banat) și prin corelarea microfaunistică din alte regiuni, se atestă vîrsta tortonian-superioară a acestor depozite.

Asociația faunistică (foraminifere, viermi, briozoare, ostracode, gasteropode și lamelibranhiate), determinată de noi, constituie forme noi pentru regiunea studiată.

Din materialul paleontologic recoltat din aflorimentele fosilifere ale tortonianului de la Zorlențul Mare au fost determinate, pînă în prezent

(5), (6), un număr total de 169 de specii, de forme fosile necunoscute în această regiune.

Asociația faunistică are următoarea componență intimă:

38 de specii de foraminifere, 1 specie de hexacoralier, 1 specie de viermi, 10 specii de briozoare, 71 de specii de gasteropode, 32 de specii de lamelibranhiate, 8 specii de ostracode, 7 specii de pești (otolite), 1 cetaceu (fragment de coastă).

Cuibul fosilifer de la Zorlențul Mare se adaugă ca *un nou punct important fosilifer* pentru miocenul din Banat, care, prin varietatea și interesanta asociație faunistică, poate fi comparat cu alte puncte fosilifere clasice din Banat (Delinești și Soceni).

Clasa GASTROPODA

Familia TROCHIDAE

Genul Clanculus Montf. 1810

Clanculus tuberculatus Eichw.

(pl. IV, fig. 11)

1856 *Monodonta araonis* Bast., Hörnes M. (11), Tab. XXXIV, f. 7a, b, p. 436.
1956 *Clanculus tuberculatus* Eichw., Korobkov I, A. (15), Tab. V, f. 9a, 10a, 10b, p. 97.

Specie descrisă din depozitele tortoniene din partea de apus a R.S.S. Ucrainene, Bazinul Vienei, Lăpugiu (România), Franța, Italia.

Familia NERITOPSIDAE

Genul Neritopsis Grateloup 1832

Nerita radula Linné

(pl. IV, fig. 10)

1856 *Neritopsis radula* Lin., Hörnes M., Tab. XXXVII, f. 8a, b, p. 257–258.
1955 *Nerita radula* Lin., Korobkov I. A. (15), p. 135.

Specie descrisă din depozitele tortoniene din Bazinul Vienei, Lăpugiu (România), partea de apus a R.S.S. Ucrainene și Franța.

Familia APORRHAIDAE

Genul Aporrhais Da Costa 1778

Aporrhais pes-pelecani Linné

(pl. III, fig. 8)

1955 *Aporrhais pes-pelecani* Korobkov I. A., Tab. LVII, f. 9–10, p. 271.

Specie răspîndită în tortonianul de la Lăpugiu, Buituri, Bazinul Vienei, în partea de apus a R.S.S. Ucrainene, R.S.S. Moldovenească. La fel este citată în depozitele tortoniene de la Korytnice (R.P. Polonă), Franța, Italia.

Familia **FUSIDAE**

Genul **Melongena** Schumacher 1817

Melongena cornuta Agassiz

(pl. III, fig. 7 a — 7 b)

1856 *Pyrula cornuta* Ag., Hörnes M. (11), Tab. XXIX, f. 1, 2, 3, p. 265, 273, 421.
1962 *Melongena cornuta* Ag., Strausz L. (35), Tab. LIX, f. 3, 4, p. 134.

Specie citată în depozitele tortoniene de la Lăpugiu (România), R.P. Ungară, Franța.

Familia **CASSIDAE**

Genul **Cassis** Scopoli 1777

Cassis (Cassis) postmammilaris Sacco

(pl. III, fig. 5a — 5b)

1856 *Cassis mammilaris* Grateloup, Hörnes M. (11), Tab. XIV, f. 3, 4, 5, p. 174.
1960 *Cassis (Cassis) postmammilaris* Sacco, Kojumdgieva E. (17), Tab. XXXVI, p. 1 333.

Specie descrisă în depozitele tortoniene de la Buituri, Bazinul Vienei, Franța, Italia.

Familia **BORSIDAE**

Genul **Aspa** Adams 1853

Aspa marginata Gmelin

(pl. IV, fig. 13)

1856 *Ranella marginata* Brongt., Hörnes M. (11), Tab. XXI, f. 7—11, p. 294.
1955 *Aspa marginata* Gmel., Korobkov I. A. (15), Tab. LXVII, f. 11a, 11b, p. 290.

Specie citată din depozitele tortoniene din partea de apus a R.S.S. Ucrainene, Bazinul Vienei, Lăpugiu (România), R.P. Ungară, Franța, Italia și Korytnice (R.P. Polonă).

Familia **MURICIDAE**

Genul **Muricopsis** Bucquoj, Dautzenberg, Dollfus 1882

Muricopsis cristata Brocchi

(pl. III, fig. 6a — 6b)

1856 *Murex cristatus* Brocchi, Hörnes M. (11), Tab. XXV, f. 6a, 6b, p. 243.
1954 *Muricopsis cristata* Brocchi, Korobkov I. A. (15), Tab. LXX, f. 9a, b, p. 294.

Specie citată în partea de apus a R.S.S. Ucrainene, Lăpugiu (România), Korytnice (R.P. Polonă).

Familia **OLIVIDAE**

Genul **Tortoliva** Conrad 1865

Tortoliva subcanalifera d'Orb.

(pl. IV, fig. 12)

1856 *Ancillaria subcanalifera* d'Orb., Hörnes M. (11), Tab. VI, f. 3, p. 665.
1955 *Tortoliva subcanalifera* (d'Orb.)., Korobkov I. A. (15), p. 335.

Specie citată în Bazinul Vienei, R.P. Ungară, Lăpugiu (România), Franţa, Italia.

Familia **PLEUROTOMIDAE**

Genul **Bathytoma** Haris et Burrovs 1891

Bathytoma cataphracta Brocchi

(pl. IV, fig. 9)

1856 *Pleurotoma cataphracta* Brocchi, Hörnes M. (11), Tab. XXXVI, f. 5-9, p. 333—334.
1954 *Bathytoma cataphracta* (Brocchi), Korobkov I. A. (15), p. 387.

Specie citată în depozitele tortoniene din Bazinul Vienei, R.P. Ungară, Lăpugiu (România), Korytnice (R.P. Polonă), Franţa, Italia.

Clasa **LAMELIBRANCHIATA**

Familia **PECTINIDAE**

Genul **Pecten** Müller 1776

Pecten (Flabellipecten) besseri Andrz.

1955 *Pecten* (*Flabellipecten*) besseri Andrz., Moisescu G. (23), pl. VII, f. 1, 2, 3 şi 4, p. 104.

Specie descrisă în depozitele tortoniene de la Lăpugiu, Buituri (România), Bazinul Vienei şi în tortonianul din partea de apus a R.S.S. Ucrainene.

Familia **PANOPEIDAE**

Genul **Panope** Menard 1817

Panope (Panope) menardi Deshajes

(pl. IV, fig. 15)

1955 *Panope* (*Panope*) *menardi* Deshajes, Moisescu G. (23), pl. IX, f. 1, p. 109.

Specie descrisă în depozitele tortoniene ale Moldovei și partea de apus a R.S.S. Ucraineană, citată pe teritoriul U.R.S.S., în orizontul sakaraulsk din Gruzia, Bazinul Vienei.

Familia **CORBULIDAE**

Genul **Corbula** Bruguiere 1797

Corbula (Varicorbula) gibba Olivi

(pl. IV, fig. 16)

1954 *Corbula* (*Varicorbula*) *gibba* Olivi, Korobkov I. A. (16), Tab. XCIII, f. 8,9, p. 226.

Specie foarte răspîndită în tortonianul din Bazinul Transilvaniei, Lăpugiu (România), Korytnice (R.P. Polonă), R.S.S. Ucraineană (partea de apus), precum și în orizonturile Tarhan, Ciokrak și Konka din U.R.S.S. Se mai întîlnește în Franța și Italia.

Familia **PEDALIONIDAE**

Genul **Pedalion** Huddesdorf 1770

Pedalion rollei Hörnes

(pl. IV, fig. 14)

1870 *Perna Rollei* Höernes, Höernes, M. (11), Tab. 53, f. 2, 3, p. 380.
1955 *Pedalion rollei* (Höernes), Korobkov I. A. (16), p. 183.

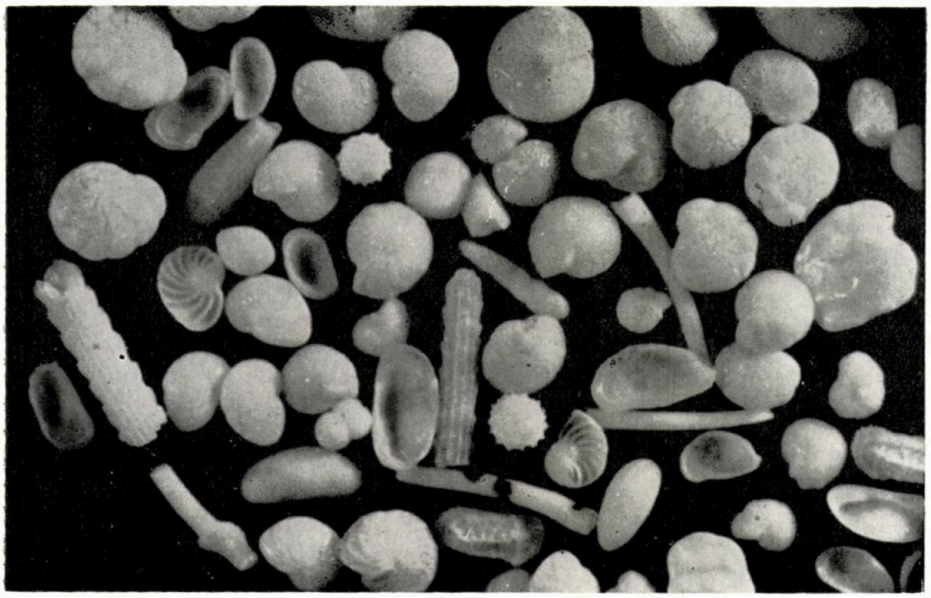
BIBLIOGRAFIE

1. Berinkey I., *The taxonomical examination of the ololiths of the Cyprinidae of Hungary*, Annales Historico-Naturales Muzei Nationalis Hungarici, Series Nova, 1956, **VII**.
2. Costea I. și Balteș N., *Corelări stratigrafice pe baza microfosilelor*, Edit. tehnică, București, 1962.
3. Cushman J. A., *A monograph of the Foraminiferal Family Nonionidae*, Washington, 1939.
4. Cicha I., Keil J., *Microbiostratigrafie miocénu východoslovenski neogenni oblasti*, Nakladatelstvi Ceskoslovenské Akademie Véd, Praga, 1962.
5. Florei N., *Contribuții la cunoașterea faunei miocene de la Zorlențul-Mare* (*Banat*), St. și cerc. de geol., 1961, **VI**, *4*.
6 — *Noi forme de gasteropode tortoniene de la Zorlențul-Mare* (*Banat*), Studia Universitatis „Babeș-Bolyai" Cluj, Series Geologia-Geographia, 1962, *1*.

7. Friedberg W., *Mieczaki miocenskie ziem Polskich, mollusca miocenica Poloniae I Gasteropoda et Scaphopoda*, Varşovia, 1954.
8. Ghiurcă V., *Contribuţii la cunoaşterea faunei de Bryozoare tortoniene din „Ţara Chioarului"* (*Bazinul Baia-Mare*), St. şi Cerc. de geol., 1961, **VI**, *4*.
9. Halaváts Gy., *Lupák-Kölnik-Szocsán-Nagy-Zorlencz Környéke*, Földt. Int. évi Jelentese, Budapesta, 1889—1892.
10. Héjjas I., *Paleontologiai Tanulmányok. Erdely Tertiär rétegeinek microfaunájárol*, 1894.
11. Höernes M., *Die Fossilen Mollusken des Tertiärbeckens*, von Wien. Abandl. d.k.k. geol. Reichsanstalt in Wien, 1856—1876, **III—IV**.
12. Iorgulescu T., *Contribuţii la studiul micropaleontologic al miocenului superior din Muntenia de est* (*Prahova şi Buzău*), An. Com. Geol. Bucureşti, 1953, **XXVI**.
13. — *Microfauna unor profile din sedimentarul zonei eruptive a regiunii Baia-Mare*, Dării de seamă, Com. Geol., Bucureşti, 1955, **XXXIX**, p. 69—83.
14. Koch A., *Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landesteile* II, Neogene Abtheilung Budapesta, 1900.
15. Korobkov I. A., *Spravocinik i metodiceskoe rukovostvo po Treticinim molliuskam*, Leningrad, 1954.
16. — *Spravocinik i metodiceskoe rukovostvo po Treticinim molliuskam Bryohonogie*, Leningrad, 1955.
17. Kojumdgieva E. et Strachimirov B., *Les fossiles de Bulgarie VII Tortonien*, Sofia, 1960.
18. Macovei G., *Bazinul terţiar de la Bahna* (*Mehedinţi*), An. Inst. Geol. Rom., 1909, **III**.
20. Marinescu I., Hinculov L. şi Turculeţ L., *Contribuţii la studiul faunei tortoniene din vestul Olteniei*, Dări de seamă, Bucureşti, 1959—1960, **XLVII**.
21. Mariņescu I. şi Florian M., *Incercări de orizontare a tortonianului intre Dunăre şi R. Coşuştea* (*V. Depresiunea getică*), Dări de seamă, Bucureşti, 1959—1960, **XLVII**.
22. Meszaroş N. şi Nicorici E., *Contribuţii la stabilirea limitei dintre tortonian şi sarmaţian intre Cluj-Turda. Cu privire generală asupra conţinutului şi poziţiei stratigrafice a Buglovianului*, St. cerc. de geol., 1962, **VII**.
23. Moisescu G., *Stratigrafia şi fauna de moluşte din depozitele tortoniene şi sarmaţiene din regiunea Buiturl*, Edit. Acad. R.P.R., Bucureşti, 1955.
24. Neugeboren L., *Foraminiferen von ober-Lăpugi beschrieben und nach der Natur gezeichnet*, Verh. und Mitt. des Siebenbürgischen Vereins für Naturwissenchaften zu Hermannstadt, 1851.
25. Orbigny Alcide d', *Foraminiferes fossiles du Bassin tertiaire de Vienne* (*Autriche*), Gide et C-nie, Paris, 1846.
26. Pop D. E., *Contribuţiuni la studiul paleontologic al tortonianului din Subcarpaţi* (*Crivineni şi V. Muscelului*) *cu privire specială la fauna stratelor cu V. Konkensis*, Dări de seamă, Bucureşti, 1962, **47**.
27. Protescu O., *Contribuţiuni la studiul faunei de foraminifere terţiare din Romînia*, An. Inst. geol. al Rom., Bucureşti, 1915—1920, **IX**.
28. Rado G., *Date noi asupra faunei tortoniene de la Buiturl*, Analele Univ. Bucureşti, Seria st. nat., geologie-geografie, 1960.
29. Saulea E. şi Bărbulescu A., *Contribuţiuni la cunoaşterea miocenului din regiunea Ticău-Iadara* (*Bazinul Baia-Mare*), Analele Univ. Bucureşti, Seria şt. nat., 1957, *15*.
30. Serova M. Ia., *Stratigrafia i fauna foraminifer miotenovix otlojeni predcarpatia*, Materiali biostratigrafii zapadnix oblastei Ucrainskoi S.S.R., Moscova, 1955.
31. Schubert R. J., *Die Fischotolithes des Österr. - Ung. Tertiar, I, Sciaeniden* Taf. X, Jahrb. d.k.k. Geol. R. A., 1901, **LI**, p. 301—316.
32. — *Idem*, II. *Macruriden n. Berycidеn*, Taf. XVI-XVII, idem, 1905, **LV**, p. 613—638.
33. — *Idem*, III. Taf. XVIII—XX, idem, 1906, **LVI**, p. 623—704.
34. Stoicovici E. şi Florei N., *Contribuţii la cunoaşterea unei noi iviri de bentonit în Banat*, Rev. Ind. uşoare, Bucureşti, 1964, *3*.
35. Strausz L., *Magyarországi miocén mediterran csigak Határozója*, Akadémiai Kiadó, Budapesta, 1962.
36. Zalany B., *Magyarországi miocén Ostracodak*, Budapesta, 1913.
37. Zilch A., *Zur Fauna des Mittel-Miocäns von Kosteу* (*Banat*), Senckenbergiana, Frankfurth a. M., 1934, **16**.

Catedra de paleontologie-stratigrafie,
Universitatea „Babeş-Bolyai", Cluj.

Primit în redacţie la 19 iunie 1964.



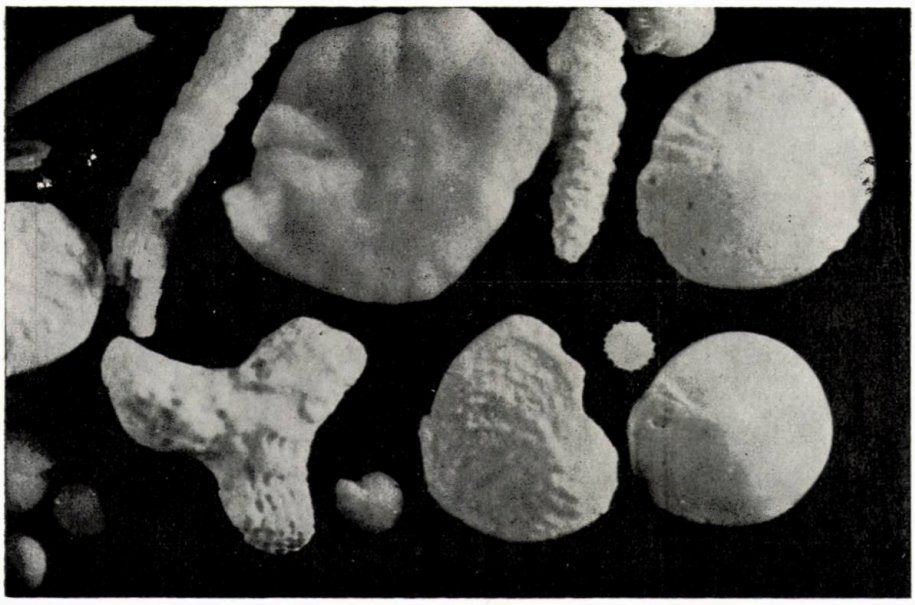
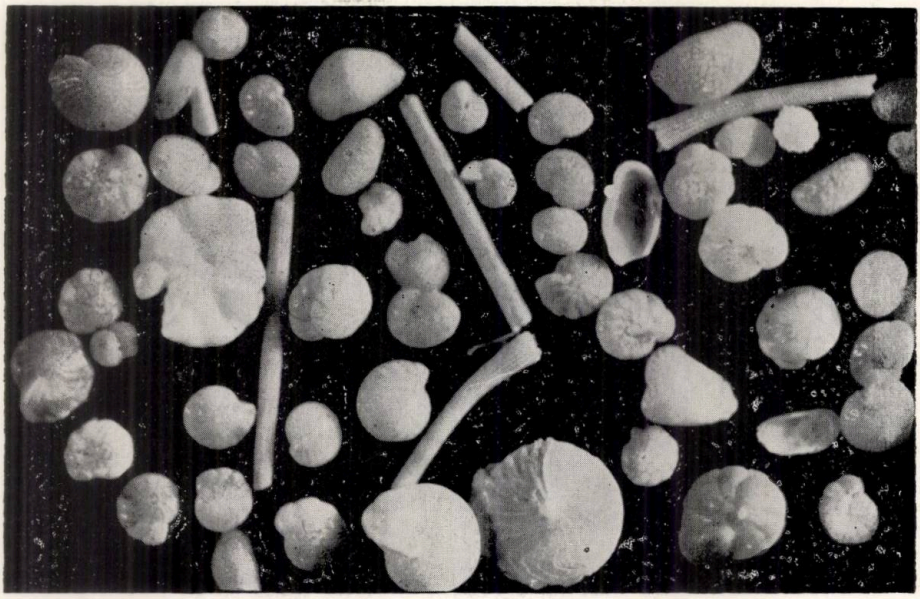


Fig. 1—2. — Asociația microfaunistică din nisipurile marnoase de pe Valea Rea (Zorlențul Mare).



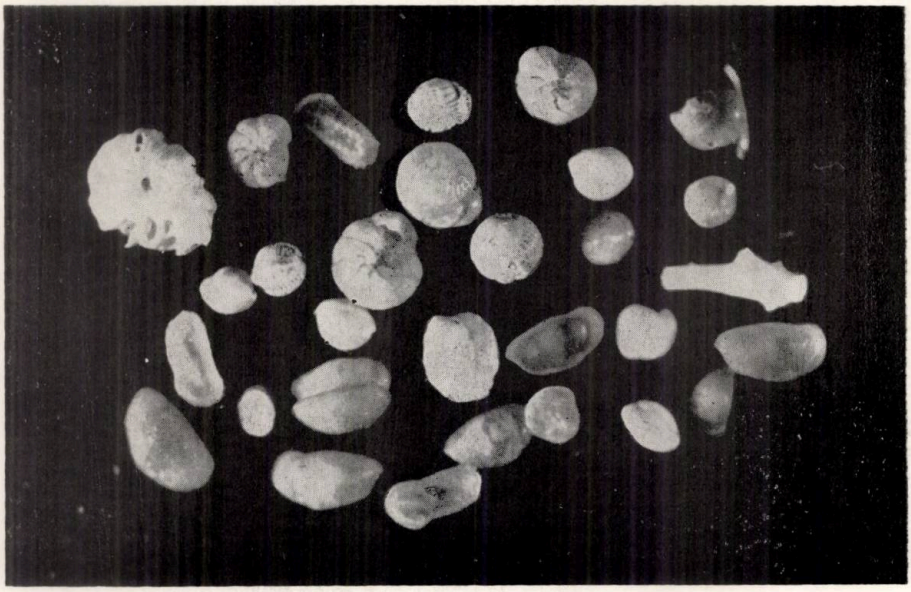
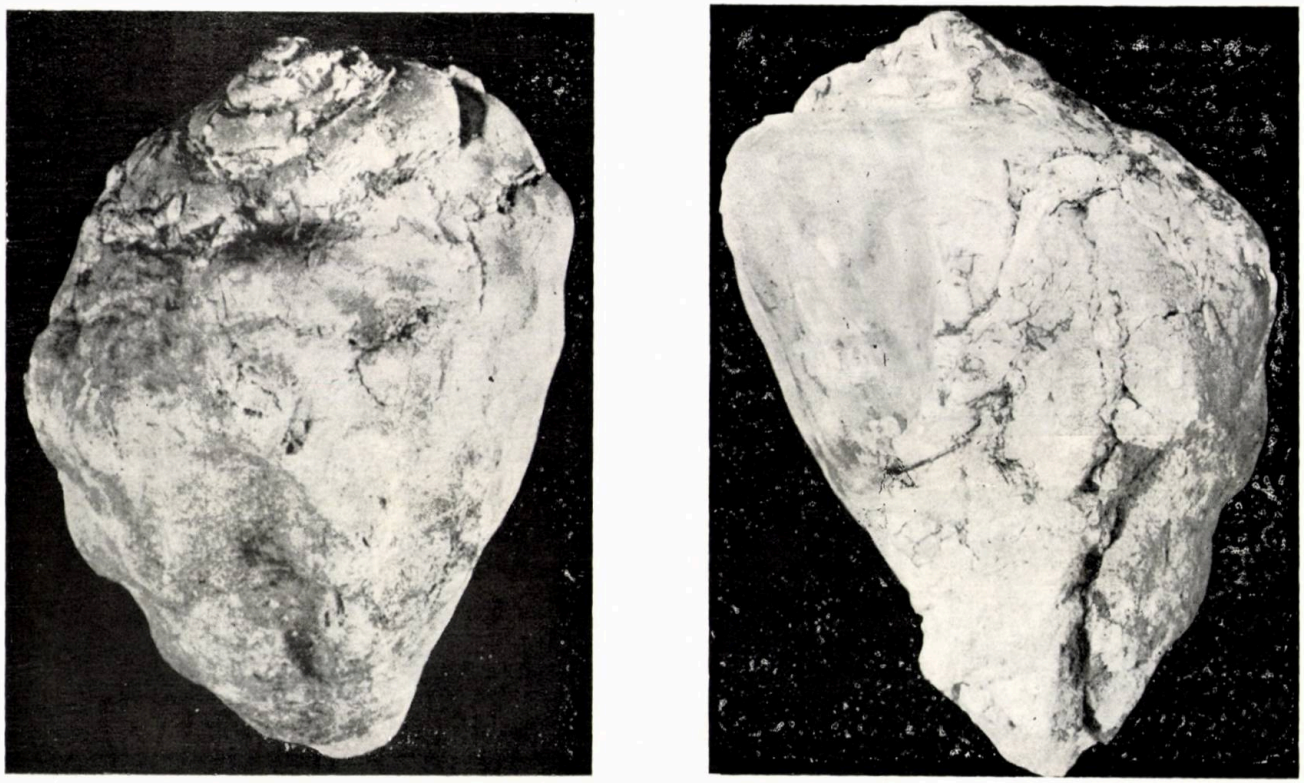


Fig. 3—4. — Asociația microfaunistică din marnele nisipoase de pe Pîrîul Izvoarelor (Zorlențul Mare).



a *b*

Fig. 5 a — 5 b. — *Cassis* (*Cassis*) *postmammilaris* Sacco. 1/1.

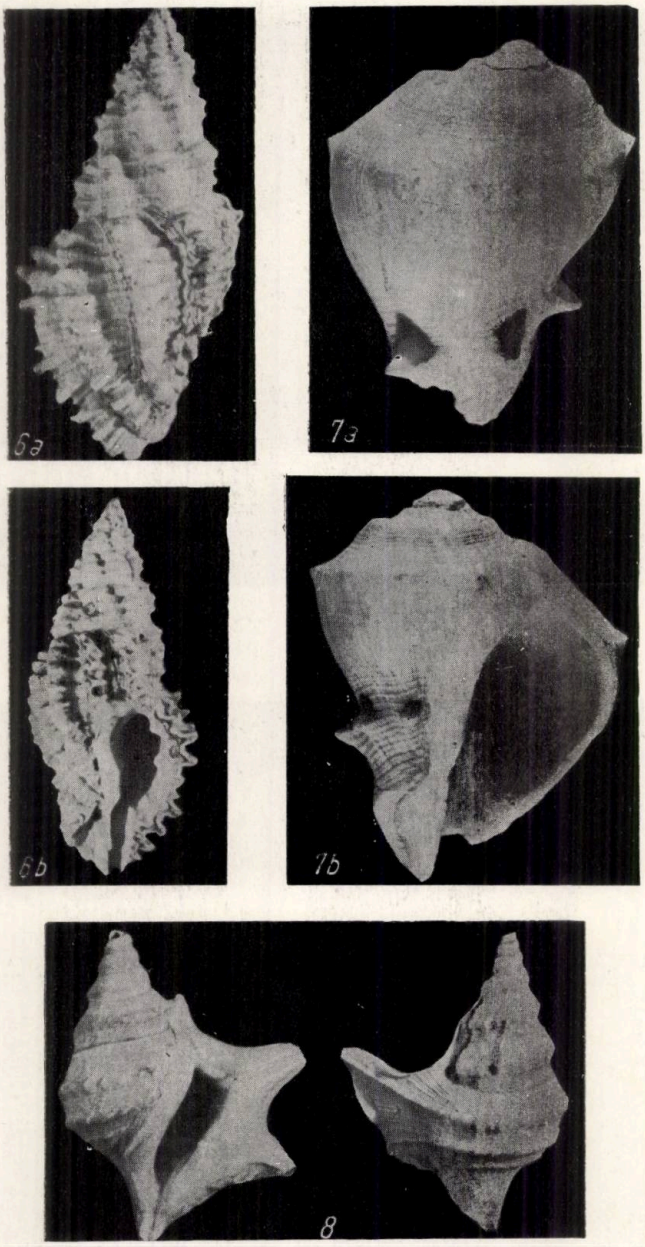
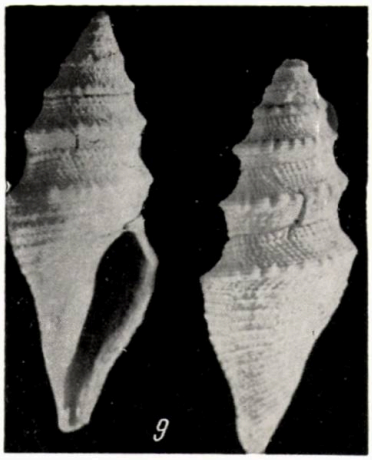
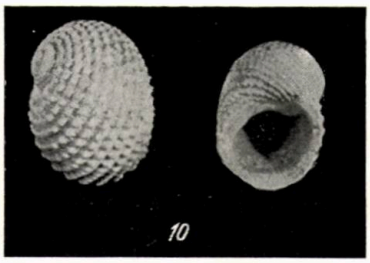
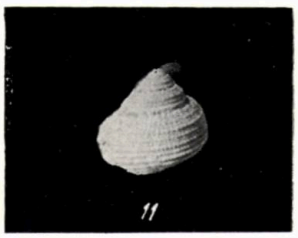
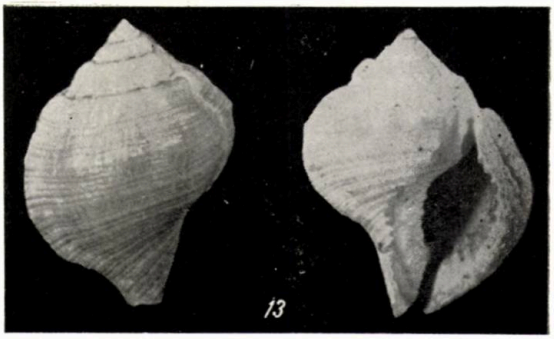


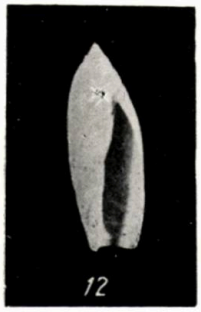
Fig. 6 a — 6 b. — *Muricopsis cristata* Brocchi. 1/1. Fig. 7 a — 7 b. — *Melongena cornuta* Agassiz. 1/1. Fig. 8. — *Aporrhais pes-pelecani* L. 1/1.

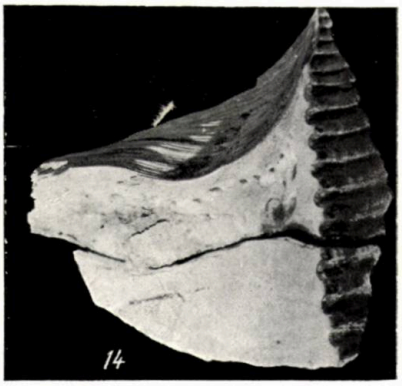


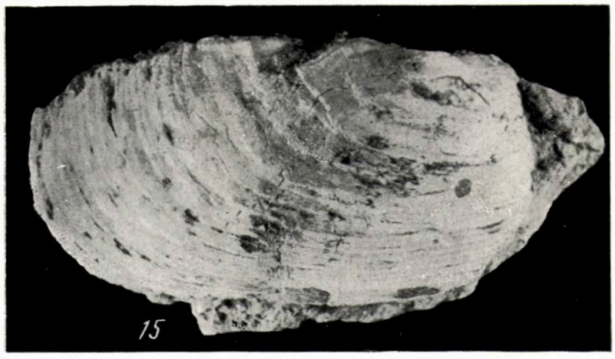












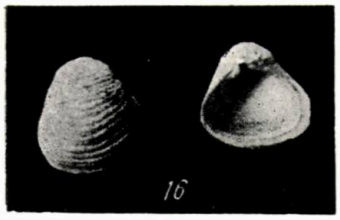


Fig. 9. — *Bathytoma cataphracta* Brocchi. 1/1. Fig. 10. — *Nerita radula* L. 1/1. Fig. 11. — *Clanculus tuberculatus* Eichw. 1/1. Fig. 12. — *Tortoliva subcanalifera* d'Orb. 1/1. Fig. 13. — *Aspa marginata* Gmel. 1/1. Fig. 14. — *Pedalion rollei* Hörnes. 1/1. Fig. 15. — *Panope* (*Panope*) *menardi* Desh. 1/1. Fig. 16. — *Corbula* (*Varicorbula*) *gibba* Olivi. 1/1. Fig. 17. — *Pecten* (*Flabellipecten*) *besseri* Andrz. 1/1.

STUDIUL STRATIGRAFIC AL FORMAȚIUNILOR PALEOGENE ȘI MIOCENE DIN REGIUNEA CHINTENI — BACIU — SÎNPAUL (NORD-VESTUL TRANSILVANIEI)

DE

V. MOISESCU și GH. POPESCU

55 (05)

Datorită faptului că în regiunea cercetată se dezvoltă toți termenii paleogenului superior și miocenului inferior, autorii au avut posibilitatea să stabilească mai bine raporturile stratigrafice dintre aceștia. De asemenea, se aduc contribuții la precizarea vîrstei stratelor de Hoia, stratelor de Mera, de Chechiș — Hida, precum și a complexului tufului de Dej. În plus, se fac cîteva considerații privind elucidarea problemei limitei helvețian-tortonian în Bazinul Transilvaniei.

În timpul campaniilor de teren dintre anii 1961—1964 am studiat zona Cluj — Mera — Chinteni, unde sînt dezvoltate atît depozitele eocen superioare — oligocene, cît și cele miocene inferioare. Studiul asupra depozitelor cuprinse între stratele de Hoia în bază și stratele de Sînmihai la partea superioară a fost efectuat de V. M o i s e s c u. Depozitele supraiacente stratelor de Sînmihai, și anume: stratele de Coruș, stratele de Chechiș —Hida și complexul tufului de Dej, au fost studiate de G h. P o p e s c u[1].

★

Geologia regiunii de nord-vest a Bazinului Transilvaniei, în care se încadrează și porțiunea cercetată de noi (fig. 1), a făcut în trecut obiectul a numeroase lucrări. Mai ales împrejurimile orașului Cluj au constituit puncte de plecare în descifrarea geologică a acesteia.

[1] Un studiu parțial al stratelor de Coruș a fost efectuat și de V. M o i s e s c u.

Deşi s-au adus contribuţii importante de ordin cronostratigrafic, litо- şi biofacial, mai există o serie de probleme nerezolvate sau parţial rezolvate. Acestea se referă atît la limitele stratigrafice ale oligocenului, cît şi la limitele litologice dintre diferitele formaţiuni.

Lucrarea de faţă se ocupă cu descrierea depozitelor pe care le cuprinde regiunea cercetată, scoţînd în relief raporturile stratigrafice ale acestora. Dintre lucrările mai importante referitoare la regiunea de care ne ocupăm, precum şi la regiunile învecinate ei, citǎm pe ale autorilor: Fr. Hauer şi G. Stache (6); A. Koch (11), (12), (13), (14), (15); K. Hofmann (7), (8), (9); Gr. Răileanu (24); Gr. Răileanu şi Em. Saulea (25), (26); I. Dumitrescu (5) şi altele.

STRATIGRAFIA REGIUNII

EOCENUL SUPERIOR ŞI OLIGOCENUL. Eocenul superior se dezvoltă numai pe rama sud-vestică a regiunii şi cuprinde calcarul grosier-superior, marnele cu *Nummulites fabiani* şi marnele cu briozoare.

Cercetările efectuate asupra faunei stratelor de Hoia şi de Mera — supraiacente marnelor cu briozoare — arată că această faună are un caracter mixt. Ea cuprinde specii caracteristice pentru priabonian, specii care trec de la eocen la oligocen, precum şi specii caracteristice pentru rupelian (= stampian s.s.).

Astfel, fauna de numuliţi, briozoare, echinide (20), precum şi o parte din fauna de moluşte [2], pledează pentru vîrsta priaboniană a acestora. Există însă şi elemente noi în faună, oligocene, care indică o vîrstă rupeliană.

În concluzie, stratele de Hoia şi de Mera se încadrează în limitele priabonianului superior — rupelianului [3]. Celelalte depozite: stratele de Ticu inferioare, stratele de Ticu superioare (= orizontul marno-şistos fosilifer) şi stratele de Cetate aparţin oligocenului, şi anume stampian-chattianului.

1. *Stratele de Hoia.* Denumirea de strate de Hoia a fost introdusă în literatura geologică de către A. Koch în 1878. Tot atunci, autorul a precizat şi poziţia stratigrafică a acestora între marnele cu briozoare în bază şi stratele de Mera la partea superioară.

K. Hofmann (7) le-a identificat în regiunea Jiboului, descriindu-le sub denumirea de „strate inferioare marine bogate în moluşte". Ca şi A. Koch, el a arătat că stratele de Hoia sînt situate între marnele de Brebi (echivalentul marnelor cu briozoare) şi stratele de Curtuiuş, remarcînd totodată grosimea destul de mică a acestor depozite.

În regiunea Clujului, stratele de Hoia au fost urmărite de A. Koch pe toată distanţa dintre Cluj şi Huedin. Locul tip al acestora nu este însă cel mai potrivit ales şi aceasta din mai multe motive. Astfel, în Dealul Hoia nu sînt clare nici una din limitele între care se încadrează aceste depozite, deoarece deasupra lor, pe o grosime de 2—3 m, se dezvoltă gresii friabile

---

[2] V. Moisescu, *Asupra unor forme de moluşte terţiare din nord-vestul bazinului Transilvaniei* (manuscris).

[3] Asupra acestei probleme vom reveni cu detalii într-o lucrare viitoare.

verzui, cu dungi roșietice nefosilifere[4], iar nu stratele de Mera, așa cum sînt cunoscute la Mera și în regiunile învecinate. Imediat sub stratele de Hoia (din dealul cu același nume) se situează marnele cu briozoare, iar sub acestea, după o întrerupere în observații din cauza terenului acoperit, apare un banc de gresie calcaroasă fosiliferă, foarte asemănătoare stratelor de Mera. Această neclaritate în succesiunea depozitelor de la Hoia a determinat probabil pe unii dintre cercetătorii ulteriori să le considere ca un facies al stratelor de Mera. Odată exprimată părerea, toate, sau aproape toate, lucrările geologice apărute după 1956 și care au tratat sub o formă sau alta stratele de Hoia, au opinat pentru caracterul de facies al acestora în cadrul stratelor de Mera.

În 1960[5], cercetînd regiunea dintre Mera și Tămașa, am recunoscut stratele de Hoia în împrejurimile localității Petrindul Mare, separîndu-le pe alocuri și cartografic. Deoarece în regiunea dintre Cluj și Huedin acestea sînt greu de separat, dat fiind faciesul lor foarte asemănător cu cel al depozitelor din acoperiș, nu am avut atunci suficiente date să le putem considera ca o unitate stratigrafică de sine stătătoare. În 1962, A. Rusu[6], studiind regiunea Jiboului, dat fiind că stratele de Hoia din această regiune se pot identifica cu ușurință deoarece îmbracă un facies destul de asemănător cu cel din Dealul Hoia, arăta că ele constituie într-adevăr o unitate stratigrafică de sine stătătoare, așa cum fuseseră considerate de A. Koch și K. Hofmann, revenind în acest fel la părerile exprimate de acești autori.

Cînd a introdus denumirea de strate de Hoia și a recunoscut just poziția stratigrafică a acestora, A. Koch, nu a amintit nimic de bancul greso-calcaros fosilifer al stratelor de Mera, situat mai jos, sub calcarul coraligen de la Hoia. Credem că această succesiune anormală a depozitelor de la Hoia se datorește probabil unor cauze de natură tectonică.

În regiunea la care ne referim, echivalentele litologice ale stratelor de Hoia apar la gura Văii Popeștilor și în deschiderea de la Mera, unde au fost descrise și de A. Koch, situîndu-se în mod constant la baza stratelor de Mera. O succesiune mai completă se observă pe valea Berecoaia (Mera). Pentru separarea lor ne-am ghidat după apariția exemplarelor de corali, de *Lucina globulosa*, precum și după cele de *Balanus concavus*, pe care A. Koch le consideră caracteristice stratelor de Hoia. Înainte de a începe descrierea lor, menționăm că A. Koch separă la Mera ca strate de Hoia numai un banc de „marne nisipoase cu o grosime de 2 m" cuprinzînd formele fosile menționate mai sus, peste care se suprapun stratele de Mera. Ulterior, Gr. Răileanu și Em. Saulea (26), considerînd stratele de Hoia ca un facies al stratelor de Mera, disting, tot în profilul de la Mera, stratele de Mera cu patru nivele faunistice, iar N. Mészáros (18) cu opt nivele. Noi recunoaștem individualitatea stratelor de Hoia, în cuprinsul cărora am separat trei nivele faunistice și a stratelor de Mera, cu cinci nivele.

---

[4] A. Koch încadrează astfel de depozite la stratele de Mera.

[5] V. Moisescu, *Raport geologic asupra cercetărilor geologice din regiunea Mera—Sînpaul—Cornești—Băgara și Ticu—Tămașa (bazinul văii Almașului, nord-vestul Transilvaniei)*, Arh. I.G.G., 1960.

[6] A. Rusu, *Raport asupra depozitelor oligocenului dintre localitățile Moigrad—Var—Gîrlău—Jac (1962)*, Arh. I.G.G., 1963.

Cele trei nivele faunistice ale echivalentului litologic al stratelor de Hoia de pe valea Berecoaia sînt următoarele: nivelul cu *Lucina globulosa* Deshayes; nivelul inferior cu *Scutella subtrigona* Koch [7] şi nivelul cu *Tympanotonos* (*Tympanotonos*) *labyrinthum* (Nyst)[8].

Nivelul cu Lucina globulosa Deshayes (1,55 m grosime) este constituit în bază dintr-un banc de gresie calcaroasă cu foarte multe mulaje de *Lucina* (0,75 m). Alcătuită din particule fine de cuarţ albicios şi fluturaşi de mică, gresia cuprinde şi fragmente de diferite mărimi, ca şi cochilii întregi de moluşte, forme de *Calianassa* etc., într-o stare de proastă conservare, prezentîndu-se cel mai adesea ca mulaje interne şi externe. Pe alocuri, roca este friabilă, uneori mai dură şi are o culoare cenuşie-albicioasă, cînd este alterată, sau cenuşie-închisă, în spărtură proaspătă. La partea superioară a acestui nivel, apare o gresie dură calcaroasă (0,40 m), peste care urmează o marnă vineţie-negricioasă (0,40 m).

Nivelul inferior cu Scutella subtrigona Koch (2,36 m) cuprinde o gresie calcaroasă lumaşelică dură, cenuşie-albicioasă, cînd este alterată (1,25 m). Conţine fragmente fine de cuarţ şi muscovit, ca şi nivelul anterior, precum şi fragmente de *Scutella subtrigona*, corali solitari şi coloniali, pecteni, numuliţi, briozoare etc. Urmează gresii vineţii cu urme roşietice feruginoase, lipsite de fosile sau foarte sărace în resturi fosilifere (0,60 m). Pe alocuri, gresia cuarţoasă şi fin micacee capătă o culoare galbenă-negricioasă şi este uneori dură, alteori friabilă.

Mai sus (0,40 m) se găsesc marne verzui, fin stratificate, cu urme de viermi şi cu intercalaţii centimetrice de nisipuri lipsite de fosile. Succesiunea acestui nivel se încheie cu un banc (de 0,10 m) de gresie galben-verzuie.

Nivelul cu Tympanotonos (*Tympanotonos*) *labyrinthum* (Nyst) (0,75 m) se distinge printr-o duritate mare, ceea ce-l face să iasă mult în relief. Este greso-calcaros, de culoare vineţie, cu fosile greu detaşabile şi rău conservate. Conţine, printre altele, corali solitari, *Tympanotonos*, pecteni, resturi de *Calianassa*, de *Scutella* etc.

Grosimea totală a echivalentului litologic al stratelor de Hoia de pe valea Berecoaia (Mera) este de 4,65 m. Datorită grosimii lor reduse ele nu pot fi cartate decît împreună cu stratele de Mera (fig. 1). Se dezvoltă în continuitate de sedimentare peste marnele cu briozoare şi suportă stratele de Mera tot în continuitate de sedimentare.

2. *Stratele de Mera* constituie în regiune un bun reper stratigrafic şi cartografic. La Mera, pe valea Berecoaia, am deosebit în componenţa lor următoarele nivele: nivelul de gresii galben-verzui glauconitice şi de marne vineţii; nivelul cu *Ampullinopsis crassatina* (Lamarck) şi mulaje de cardiacee; nivelul greso-calcaros cu fragmente mici de cochilii; nivelul superior cu *Scutella subtrigona* Koch şi nivelul de gresie calcaroasă şi de marne cenuşii cu *Polymesoda*.

Nivelul de gresii galben-verzui glauconitice şi de marne vineţii (2,65 m) este constituit din gresii galben-verzui, friabile, nisipoase, cu rari fluturaşi de muscovit, lipsite de fosile, din marne vineţii-negricioase, slab stratificate, puţin argiloase şi din gresii vineţii dure, cuarţoase, fin micacee.

---

[7] Nivelul superior cu *Scutella subtrigona* Koch este plasat la partea superioară a stratelor de Mera.

[8] Menţionăm că am încadrat nivelul cu *Tympanotonos* (*Tympanotonos*) *labyrinthum* (Nyst) în stratele de Hoia pe baza prezenţei formelor de corali caracteristici acestora.

Nivelul cu Ampullinopsis crassatina (Lamarck) *și mulaje de Cardiacee* (2,25 m) este format dintr-o gresie calcaroasă fosiliferă, cenușie-gălbuie și pe alocuri verzuie. Paleontologic conține foarte frecvent cardiacee (*Cardium transsylvanicum*) și gasteropode mari de tipul *Ampullinopsis crassatina* (Lamarck), mai rar de alte forme fosile.

Nivelul greso-calcaros cu fragmente mici de cochilii (1,50 m) este dur, gălbui și prezintă intercalații subțiri de gresii friabile de aceeași culoare pînă la 10 cm grosime. Conține fragmente foarte mici de cochilii neidentificabile și urme de viermi.

Nivelul superior cu Scutella subtrigona Koch (1,50 m) este foarte fosilifer, predominînd net scutelidele. Litologic, se compune din gresii calcaroase cenușii-albicioase.

Nivelul de gresii calcaroase și marne vineții cu Polymesoda prezintă o succesiune de gresii calcaroase-albicioase-vineții (0,50 m), cu urme de viermi și de marne vineții slab stratificate cu resturi de *Calianassa*, de *Polymesoda*, *Lucina* etc. (1,00 m). Marnele sînt foarte nisipoase și fin micacee.

Dacă limita inferioară a stratelor de Mera este clară, cea superioară devine în schimb, discutabilă. În regiunea cercetată, limita litologică, așa cum a definit-o A. Koch, nu constituie un subiect de discuție. Ea se trasează de obicei deasupra nivelului superior cu *Scutella subtrigona*.

Peste depozitele încadrate la stratele de Mera se dezvoltă în continuitate de sedimentare un orizont de nisipuri și gresii galbene-verzui nefosilifere de circa 25 m grosime. Acest orizont, împreună cu argila roșie continental-lacustră de deasupra și cu orizontul marno-șistos fosilifer, constituie ceea ce A. Koch denumește strate de Ticu. Deși nefosilifer la Mera, orizontul cu nisipuri și gresii galbene-verzui cu un procent redus de glauconit își are un corespondent în orizontul cu aceleași gresii și nisipuri dintr-o regiune mai vestică (Tetiș—Huedin), dar fosilifere în baza lor, conținînd o faună salmastră foarte asemănătoare cu fauna cuprinsă în unele nivele ale stratelor de Mera. La Tetiș se mai observă și o invadare a stratelor de Mera pînă spre baza lor de către faciesul gresos galben-verzui, ceea ce ne face să întrevedem afinitatea litologică și faunistică a acestui orizont gresos cu stratele de Mera. De aceea, contrar celor arătate de A. Koch, noi am încadrat orizontul cu gresii și nisipuri galbene-verzui de la Tetiș—Huedin la stratele de Mera, trasînd limita litologică dintre acestea, și stratele de Ticu la baza primelor apariții de argile roșii [9], așa cum au procedat și alți cercetători [10].

Orizontul menționat își mai are un corespondent în gresiile gălbui de la Dealul Hoia, situate peste calcarul coraligen, pe care Koch le-a încadrat la stratele de Mera, precum și în gresiile verzui de la confluența Văii Popeștilor cu valea Nadășului.

3. *Stratele de Ticu* inferioare sînt încadrate între stratele de Mera și orizontul marno-șistos fosilifer. Constituite predominant din argile roșii continental-lacustre cu slabe intercalații lentiliforme gresoase, aceste depozite au atît la partea inferioară, cît și la cea superioară gresii și nisipuri,

[9] V. Moisescu, *Raport asupra cercetărilor geologice din regiunea Fild*, Arh. I.G.G., 1962.

[10] S. Năstăseanu, *Raport asupra cercetărilor geologice din regiunea Nadăș—Almaș—Fild*, Arh. Com. Geol., 1952.

ceea ce se observă foarte bine la Mera. Grosimea stratelor de Ticu din regiunea cercetată este apreciată la circa 60—80 m.

4. *Orizontul marno-şistos fosilifer* (= stratele de Ticu superioare (21), (28)), este deschis foarte bine pe valea Berecoaia la Mera, unde are o grosime de 5—7 m. Dezvoltarea lor tipică se găseşte lîngă localitatea Dîncu în bazinul văii Almaşului şi a căror descriere s-a făcut cu ocazia unei lucrări anterioare (19). La Mera sînt constituite din marne şi marno-argile vineţii-albăstrui, în care se intercalează cîteva bancuri greso-calcaroase dure fosilifere cu *Lentidium* şi *Polymesoda*, foarte constante de altfel în toată regiunea. Acest orizont l-am cartat împreună cu stratele de Cetate de deasupra; el constituie la Ticu — Tămaşa un echivalent al părţii superioare a stratelor de Ticu, iar la Cetate un echivalent al părţii inferioare a stratelor de Cetate.

5. *Stratele de Cetate.* Echivalentul acestora se dezvoltă pe valea Berecoaia la Mera şi pe o văiugă de la Sînpaul ce coboară de sub Dealul Tarmoc, urmărindu-se mai departe pînă dincolo de valea Budei. Din punct de vedere litologic constau dintr-o serie de bancuri gresoase mai dure şi nisipuri, diferenţa de duritate scoţîndu-le pe primele în relief. Au o grosime de 20 m şi se încheie cu un nivel subţire (0,10—0,25 m) de gresie silicioasă foarte caracteristic, ce se urmăreşte de la Valea Dantelată de lîngă Baciu spre nord-vest pînă în apropiere de localitatea Ticu din bazinul văii Almaşului la exteriorul regiunii noastre.

Se poate urmări clar la Mera cum peste această gresie silicioasă caracteristică urmează nisipurile caolinoase albe de Zimbor. Echivalentul stratelor de Cetate de la Mera cuprinde o faună destul de bogată de *Lentidium*, mai rar de *Polymesoda*, *Cardium*, *Congeria*, *Unio*. La Sînpaul se observă o dezvoltare mai mare a cardiaceelor decît a speciilor de *Lentidium*. Acelaşi lucru se observă şi pe Valea Popeştilor în aval de drumul ce duce la Popeşti, într-o mică apariţie de gresii calcaroase albicioase, în care predomină cardiaceele şi care, după părerea noastră, aparţin stratelor de Cetate, deşi prezintă o asemănare litologică, parţial şi faunistică, cu stratele de Coruş miocene.

MIOCENUL. Este alcătuit din strate de Zimbor, strate de Sînmihai, strate de Coruş, strate de Chechiş — Hida şi complexul tufului de Dej. Depozitele miocenului superior, de peste complexul tufului de Dej, nu sînt tratate, dat fiind faptul că acestea nu formează obiectul studiului de faţă.

6. *Stratele de Zimbor.* În regiunea cercetată, stratele de Zimbor apar pe aceeaşi vale clasică prin succesiunea depozitelor paleogene superioare — miocene inferioare, şi anume pe valea Berecoaia la Mera. Şi aici, ca şi în alte regiuni exterioare acesteia, stratele de Zimbor îmbracă faciesul de nisipuri albe cuarţoase slab micacee, pe alocuri caolinoase.

Succesiunea pe care am observat-o pe Pîrîul Galben, afluent stîng al văii Berecoaia (fig. 2), ne arată că de la nisipurile de Zimbor se trece la o alternanţă de gresii gălbui-ruginii şi marne nisipoase vineţii (pe circa 20 m), la început în bancuri mai mari, cu predominarea gresiilor (pe circa 6—8 m grosime), şi apoi în straturi din ce în ce mai mici, decimetrice şi centimetrice, în care gresiile în plăci conţin hieroglife la partea inferioară. Analiza micropaleontologică a probelor recoltate de la circa 15—20 m mai sus de pachetul de gresii şi marne ce alternează în bancuri mai groase din bază a arătat că sîntem în prezenţa nivelului bazal al complexului tufului de Dej.

Din succesiunea de depozite ce se dezvoltă pe Pîrîul Galben lipsesc, după părerea noastră, stratele de Sînmihai și stratele de Coruș. De altfel, cercetările întreprinse și mai la sud, pe Valea Dantelată, ne-au condus la aceleași concluzii.

7. *Stratele de Sînmihai* apar începînd din apropiere de Dealul Gînaș, dezvoltîndu-se spre nord-vest. Ele se pot urmări către izvoarele văii Budei și mai departe spre Mihăești, la nord de Sînpaul. De asemenea, sînt deschise pe Valea Popeștilor scoase de eroziune de sub stratele de Coruș. Mai problematică este atribuirea depozitelor nisipoase de lîngă Popești stratelor de Sînmihai, așa cum face A. K o c h. După noi, dat fiind faptul că în baza acestora am găsit o faună asemănătoare stratelor de Cetate (așa cum se dezvoltă la Sînpaul), sîntem înclinați să le atribuim stratelor de Zimbor, stratele de Sînmihai fiind depășite aici de stratele de Coruș transgresive. În împrejurimile Corușului și mai la nord-vest (Dealul Daiu — Valea Dolului) peste argila roșie, adesea nisipoasă, a stratelor de Sînmihai se dezvoltă un pachet de depozite în facies salmastru a cărui grosime variază între 3 și 15 m (fig. 3, col. lit. I—VIII, 2, 2 a, 3). Acest pachet de depozite este constituit din gresii și nisipuri slab argiloase, roșietice, în bancuri de 4—8 m grosime, separate de nivele de argile ciocolatii cu grosimi variabile (0,25—4,00 m), care trec lateral în cărbuni, și un nivel de șisturi ciocolatii cu o dezvoltare constantă, denumit de noi „nivelul de șisturi ciocolatii cu mulaje de congerii mici". Fauna inclusă în acest nivel este prost conservată. Am putut distinge numai mulaje de congerii mici, dintre care menționăm : *Congeria* ex. aff. *basteroti* Desh., *C.* ex. aff. *acvitanica* Andr., *C.* ex. aff. *subimbricata* Cossm. et Peyr., apoi gasteropode mici indeterminabile, solzi de pești, *Polymesoda* sp. (de talie foarte mică), foraminifere (*Rotalia beccarii*), rare cardiacee, fragmente de cochilii fine de lamelibranchiate etc., precum și resturi de plante. De asemenea, la Coruș, ca și mai spre nord-vest, acest nivel cuprinde și intercalații subțiri de cărbuni. Pachetul de depozite menționat l-am încadrat la stratele de Sînmihai subiacente, plasînd limita litologică între acestea și stratele de Coruș la partea superioară a nivelului menționat.

8. *Stratele de Coruș*. A. K o c h (12), (13) a separat la Coruș nisipurile albe, pe alocuri mai grosiere, ce au o grosime cuprinsă între 15 și 30 m și care au fost denumite strate de Coruș. Pe baza faunei pe care o conțin, stratelor de Coruș le-a fost atribuită vîrsta burdigalian inferioară. În împrejurimile localității tip, limita inferioară a stratelor de Coruș a fost trasată de K o c h sub bancul greso-nisipos fosilifer, deasupra primei apariții de cărbuni. Ceva mai spre nord-vest, pe valea Dolului, unde fauna cu pecteni mari dispare, K o c h stabilește limita inferioară la baza nivelelor cu șisturi ciocolatii și cărbuni, incluzînd deci și pachetul de depozite salmastre, pe care noi l-am atribuit stratelor de Sînmihai, ghidîndu-se după stabilirea acestei limite de către autor în localitatea tip.

Stratele de Coruș au un caracter transgresiv, fapt arătat încă de A. K o c h (12). Transgresivitatea lor este evidentă începînd de la Topa Mică spre sud, pînă la Coruș, dar mai ales în împrejurimile orașului Cluj (Coasta cea Mare), unde vin în contact direct cu depozite oligocene și eocene și suportă, tot transgresiv, complexul tufului de Dej.

De remarcat că aici stratele de Coruș nu conțin microfaună. Microfauna citată de unii cercetători (1), (3) ca fiind colectată din stratele de

Coruş de la Coruş şi de pe valea Berecoaia credem că provine din stratele de Chechiş care, cu o grosime destul de mică, apar în baza complexului tufului de Dej.

În ceea ce priveşte vîrsta, stratele de Coruş au fost atribuite burdigalianului s. l. sau burdigalianului inferior de către toţi cercetătorii anteriori. La aceeaşi concluzie au ajuns recent şi G r. R ă i l e a n u şi V. N e g u l e s c u (27), care au procedat la o revizuire şi comparare a faunelor de la Coruş şi Coasta cea Mare cu cele din bazinul Petroşeni. Noi ne menţinem la părerea, exprimată într-o lucrare anterioară (29), conform căreia stratele de Coruş reprezintă burdigalianul superior, termenul inferior al burdigalianului lipsind la Coruş.

9. *Stratele de Chechiş—Hida*, intercalate între stratele de Coruş şi complexul tufului de Dej, sînt o serie de depozite terigene formate din marne, marne nisipoase şi nisipuri care, în perimetrul cercetat, n-au fost divizate din cauza lipsei orizonturilor reper, a monotoniei depozitelor şi a schimbărilor laterale de facies.

Separarea „marnelor cu foraminifere" (= „stratele de Chechiş") de stratele de Hida (s. s.) nu se poate face în regiunea de faţă. În consecinţă, noi am cuprins cele două pachete de depozite, respectiv stratele de Chechiş şi stratele de Hida (s.s.), sub denumirea de strate de Chechiş—Hida. Nivelul inferior al stratelor de Chechiş—Hida, denumit şi separat pentru prima oară de K. H o f m a n n (8) sub numele de „marnele cu foraminifere de la Chechiş", are o poziţie bine definită : deasupra stratelor de Coruş şi sub primul nivel conglomeratic-gresos ce aparţine stratelor de Hida în sens restrîns. Acest nivel a fost urmărit şi separat de diferiţi cercetători în regiunea Hida—Chechiş—Brăglez—Cristolţel (cursul inferior al văii Almaşului). Spre sud însă, separarea nivelului marnelor cu foraminifere devine greoaie, deoarece faciesul marnos invadează partea inferioară a stratelor de Hida (sens restrîns).

Grosimea acestor depozite e variabilă. În împrejurimile Coruşului abia atinge 20—25 m, în timp ce spre nord şi nord-est se îngroaşă rapid, ajungînd în extremitatea nord-estică a perimetrului să depăşească 300 m. Variaţia rapidă de grosime se explică prin caracterul regresiv al stratelor de Chechiş — Hida, fapt uşor de pus în evidenţă în această regiune, care constituia zona marginală a bazinului de sedimentare. Printr-un studiu mai atent al depozitelor, de la Coruş spre nord-est, se poate constata apariţia succesivă a diverşilor termeni ai stratelor de Chechiş—Hida, pentru ca spre centrul bazinului de sedimentare (aproximativ regiunea Bobîlna — Dej)[11] succesiunea acestor depozite să fie completă.

În împrejurimile Coruşului şi la sud de acesta, peste stratele de Coruş se dispun direct depozite aparţinînd complexului tufului de Dej, respectiv nivelul bazal al complexului tufului de Dej ; abia spre nord, între Coruş şi Siliştea Nouă, se intercalează succesiv depozitele inferioare ale stratelor de Chechiş—Hida, apoi treptat, celelalte depozite (fig. 4). Deci în perimetrul ce face obiectul studiului de faţă nu avem succesiunea completă a stratelor de Chechiş—Hida, partea superioară a acestora lipsind.

[11] G h. P o p e s c u, *Raport geologic asupra regiunii Dej—Gîrbou*, Arh. I.G.G., 1963.

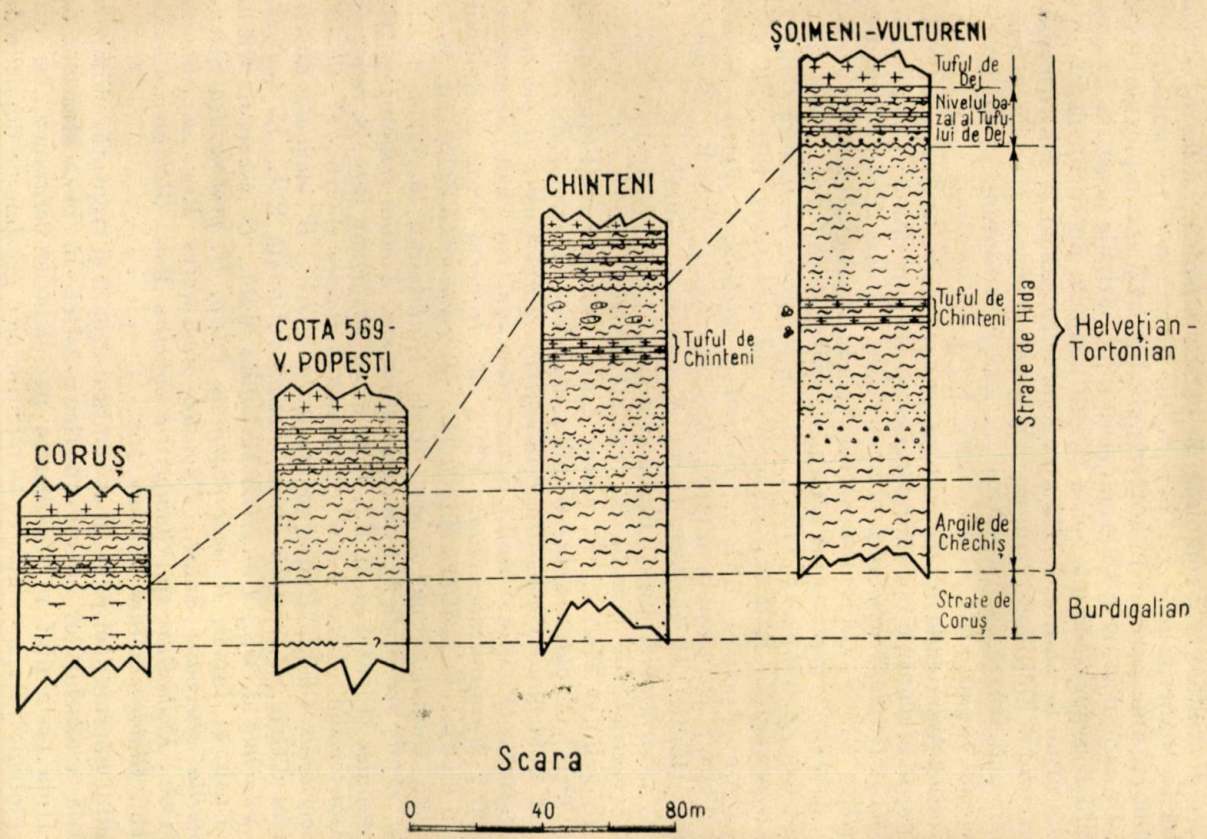


Fig. 4. — Coloane litologice între localitățile Coruș și Șoimeni—Vultureni.

Stratele de Chechiş–Hida, nedivizate, atît cît se dezvoltă în regiunea cercetată, îmbracă un facies marnos, intercalaţiile nisipoase fiind subordonate. Numai spre partea superioară predomină nisipurile, adeseori grosiere. Astfel, la Chinteni, pe versantul stîng al văii, unde stratele de Chechiş–Hida au o dezvoltare mai completă, la partea superioară a lor se dezvoltă un puternic banc nisipos cu concreţiuni gresoase — trovanţiforme de circa 20 m grosime, care are în acoperiş nivelul bazal al complexului tufului de Dej. De remarcat că la Chinteni şi în împrejurimile acestuia, la partea superioară a depozitelor marnoase şi sub nisipuri, apare un nivel de tuf dacitic cu urme de plante, foarte asemănător ca aspect şi constituţie litologică cu tuful de Dej. Acest banc de tufuri are o grosime variabilă de 2–4 m, avînd cea mai frumoasă dezvoltare la nord de Chinteni, pe un ogaş de stînga al văii Lipăuţ; noi l-am denumit *tuful de Chinteni*.

Profilele micropaleontologice executate la nord de Coruş şi la Chinteni au pus în evidenţă o bogată microfaună, din care citäm: *Rhabdammina robusta* (G.), *Haplophragmoides advena* Cush., *Cyclammina pacifica* Beck, *C. cancellata* Brady, *C. praecancellata* Vengl., *Spiroplectammina carinata* (d'Orb.), *Textularia agglutinans* d'Orb., *Gaudrina curta* Cush., *Listerella* cff. *bradyana* Cush., *L. comunis* (d'Orb.), *Cylindroclavulina rudislosta* (Hantk.), *Vulvulina pennatula* Batsch., *Sigmoilina schlumbergeri* Silv., *S. plana* Smigl., *Pyrgo depressa* d'Orb., *Dentalina adolphina* d'Orb., *D. consobrina* d'Orb., *D. elegans* d'Orb., *D. intermedia* Hantk., *Nodosaria accuminata* Hantk., *N. bacillum* Defr., *N. latejugata* Gümb., *N. logiscata* d'Orb., *N. vasarhelyii* Hantk., *Planularia* sp., *Planularia dentata* Karrer., *Robulus alato-limbatus* Gümb., *R. arcuato-striatus* Hantk., *R. budensis* Hantk., *R. bullatus* Hantk., *R. calcar* Linné, *R. clericii* (Fornasini), *R. crrasus* (d'Orb.), *R. gutticostatus* Gümb., *R. helena* (Karrer), *R. inornatus* (d'Orb.), *R. occidentalis* Cush., *R. occidentalis torridus* Cush., *R. orbicularis* (Cush.), *R. vortex* (Fichtel şi Moll.), *Saracenaria hantkeni* Cush., *Saracenaria italica* Defr., *Marginulina arcuata* Phil., *M. dindgeni* Dam şi Reinholt, *M. hispida* d'Orb., *M. pediformis* Neugeb., *M. perprocena* Schw., M. *subbulata* Hantk., *Ramulina globulifera* Brady, *Glandulina laevigata* d'Orb., *Lingulina costata seminula* Hantk., *Guttulina* sp., *Nonion soldanii* d'Orb., *N. pompilioides* (Fichtel şi Moll.), *Siphonina fimbriata* Rss., *S. reticulata* Cziz., *Chilostomella oolina* Schw., *Pullenia bulloides* d'Orb., *C ibicides pseudoungerianus* Cush., *Bulimina laevigata* d'Orb., *B. elongata* d'Orb., *B. pupoides* d'Orb., *B. socialis* Bron, *Bolivina dilatata* Rss., *B. beyrichi* Rss., *B. punctata* d'Orb., *Uvigerina barbatula* Macf., *U. cocaensis* Cush., *U. curta* Cush. şi Jarvis, *U. macrocarinata* Papp, *U. proboscidea* Schw., *Pleurostomella alternans* Schw., *Eponides umbonatus* Rss., *Epistomina elegans* d'Orb., *Elphidium* sp., *Globigerina concina* Rss., *Globigerina bulloides* d'Orb., *Globigerinoides trilobus* Rss.

Studiul microfaunei pune în evidenţă o uşoară şi treptată schimbare pe verticală a asociaţiilor microfaunistice; astfel, în baza stratelor de Chechiş–Hida predomină foraminiferele porţelanoase-bentonice, iar din plancton globigerinele, asociaţie ce se menţine pe o grosime de depozite de circa 30 m. Spre partea superioară se remarcă o sărăcire treptată în specii, în sensul dispariţiei planctonului şi a formelor porţelanoase, locul acestora luîndu-l foraminiferele aglutinante. Acest fenomen se explică printr-o schimbare a salinităţii mării helveţiene în sensul îndulcirii apelor.

Asupra vîrstei stratelor de Chechiş–Hida, majoritatea autorilor au fost de acord în a atribui „stratelor de Chechiş", acolo unde au putut fi separate, vîrsta burdigalian superior, iar stratelor de Hida vîrsta helveţiană.

N. Şuraru (31), comparînd microfauna de foraminifere colectată din cîteva puncte din jurul localităţilor Chechiş şi Hida cu microfauna miocenă din Bazinul Vienei, conchide că prima ar reprezenta helveţianul „ca timp de sedimentare, şi nu în sens facial".

Sîntem de acord în a atribui o vîrstă helveţiană stratelor de Chechiş–Hida. Poziţia geometrică a acestora este unul din argumente. Ele sînt cuprinse între depozite aparţinînd burdigalianului superior, dovedit sigur pe bază de macrofaună (respectiv stratelor de Coruş) şi suportă tortonianul, indiferent unde considerăm limita inferioară a acestuia — la baza tufului de Dej sau sub acesta (23).

De asemenea, procedînd şi aici la o comparare a microfaunei de foraminifere cu cea a diverselor depozite neogene din Ungaria (16), (22), Polonia (2), Ucraina subcarpatică (33), Italia (4), Bazinul Vienei, constatăm marea asemănare a microfaunei din stratele de Chechiş — Hida cu cea a depozitelor tortoniene din zonele amintite, uneori în proporţie de 85—90%, fără însă să fie identică cu aceasta. Lipsa unor specii de *Planularia*, *Vaginulina*, lipsa totală a orbulinelor ş. a. le conferă o anumită specificitate faţă de microfauna tortoniană. Totuşi, această asemănare sugerează ideea apropierii în timp a asociaţiei microfaunistice a stratelor de Chechiş–Hida de tortonian, aşa cum sublinia şi N. Şuraru.

Tot N. Şuraru compară microfauna stratelor de Chechiş–Hida cu cea din stratele cu *Clavulina szaboi* şi cea a oligocenului din nordul Germaniei, vorbind de „o oarecare specificitate oligocenică" în baza existenţei cîtorva forme comune pentru aceste depozite; deşi afirmaţia este întemeiată, atragem atenţia că formele comune nu sînt fosile conducătoare, ci de facies.

10. *Complexul tufului de Dej* este dispus discordant peste diverşi termeni ai stratelor de Chechiş — Hida sau peste depozite mai vechi. Depozitele acestui complex au un pregnant caracter transgresiv, depăşind succesiv depozitele aparţinînd stratelor de Chechiş — Hida, stratelor de Coruş, ajungînd în împrejurimile Clujului să stea peste depozite eocene.

Complexul tufului de Dej este alcătuit din două nivele : nivelul bazal şi nivelul tufului de Dej.

Nivelul bazal începe printr-un conglomerat sau nisip, uneori marne nisipoase cu intercalaţii centimetrice de gresii dure, calcaroase cu hieroglife, care, spre partea superioară, trec la marne vinete-deschise, compacte, cu spărtură concoidală. Grosimea nivelului bazal depăşeşte rareori 30 m; în general se menţine sub această limită. Atunci cînd acest nivel stă pe depozite asemănătoare din punct de vedere litologic, discordanţa este mascată, evidenţierea ei nefiind posibilă decît printr-o observare atentă. Intercalaţiile marnoase şi marnele din nivelul bazal conţin o foarte bogată microfaună de globigerine. Caracterul său transgresiv se poate urmări bine în bazinul Văii Popeştilor. Între Coruş şi Siliştea Nouă, nivelul bazal al complexului tufului de Dej stă deja pe marne care corespund din punct de vedere micropaleontologic „argilelor" de Chechiş. La Coruş, şi de aici spre sud, nivelul bazal depăşeşte marnele, stînd direct pe stratele de Coruş,

pentru ca la vărsarea Văii Popeştilor în valea Nadăşului — la Cordoş —să stea pe stratele de Mera. Cu alte cuvinte, ceea ce era separat în jurul Coruşului şi la sud de acesta sub denumirea de strate de Hida reprezintă de fapt nivelul bazal al complexului tufului de Dej.

De asemenea, trebuie subliniat faptul că conglomeratul considerat de toţi cercetătorii ca fiind ultimul termen al stratelor de Hida constituie, în concepţia noastră, primul termen al nivelului bazal al complexului tufului de Dej.

Nivelul tufului de Dej urmează în continuitate de sedimentare peste nivelul bazal al complexului tufului de Dej şi cuprinde pachetul de depozite dintre primele apariţii de tuf pînă la orizontul cu gipsuri. Grosimea tufului este de 2—15 m, cu tendinţe de îngroşare spre est. El este constituit dintr-o alternanţă de tufuri fine, pelitice, uneori gresoase, negelive, în bancuri de 3—40 cm, cu marne şi marne tufacee cu globigerine. Orizontul cu gipsuri din acoperiş nu este continuu, ci are o dezvoltare lenticulară cu maximum de grosime 2 m şi se prezintă sub forma unui gips compact zaharoid. L-am întîlnit în versantul stîng al Văii Popeştilor şi la Chinteni.

Asupra vîrstei complexului tufului de Dej nu au existat discuţii, baza lui fiind considerată ca reprezentînd limita dintre helveţian şi tortonian. Recent, noi am publicat o notă (23) în care, în urma unor studii detaliate asupra părţii superioare a stratelor de Hida şi microfaunei cuprinse în aceasta, considerăm că poziţia limitei helveţian-tortonian e discutabilă. Astfel, la Vultureni, sub complexul de marne sterile din punct de vedere paleontologic, plasate sub nisipurile de la partea superioară a stratelor de Hida, se întîlnesc cîteva nivele microfosilifere asociate cu nivele de tufuri. Poziţia acestor tufuri este identică cu poziţia tufului de Chinteni cu care îl echivalăm, tuful de Chinteni căpătînd şi o semnificaţie stratigrafică ca limită între helveţian şi tortonian.

În general, limitele litologice corespunzătoare unor schimbări faciale importante sînt considerate ca fiind şi limite stratigrafice. Este destul de firesc, deoarece schimbările importante de facies însoţite adesea şi de schimbări litologice pregnante, determină apariţia unor organisme noi sau dispariţia unor organisme existente în depozitele anterioare şi dezvoltarea puternică a altora. Evident că şi acest criteriu este destul de relativ, totuşi singurul utilizabil şi considerat valabil la ora actuală. Nu înseamnă însă că orice limită litologică trebuie să corespundă unei limite stratigrafice. Este cazul de faţă — al limitei helveţian-tortonian — , care se trasează nu la o schimbare generală de facies, ci la apariţia unui element litologic nou, respectiv tufurile.

Asociaţia microfaunistică citată din nivelul bazal al complexului şi din intercalaţiile marnoase din cadrul acestuia constituie singurul argument valabil în sprijinul trasării limitei helveţian-tortonian la baza tufului de Dej. Or, acest argument devine criticabil din moment ce aceeaşi asociaţie e citată la nivelul tufului de Chinteni, inferior tufului de Dej. Noi rămînem la părerea conform căreia limita helveţian-tortonian se găseşte în cadrul stratelor de Hida, respectiv la nivelul tufului de Chinteni, şi vom căuta în viitor să aducem mai multe argumente în sprijinul acestei afirmaţii.

Complexul tufului de Dej constituie ultima formaţiune ce interesează studiul de faţă. Celelalte formaţiuni vor fi numai menţionate ca intrînd în perimetrul hărţii prezentate. Astfel, complexul marnos cu intercalaţii

de tufuri, alcătuit în bază din marne cenuşii-negricioase cu aspect bituminos, iar spre partea superioară din nisipuri cu concreţiuni gresoase lentiliforme este considerat ca aparţinînd tortonianului superior. Tortonianul se încheie cu tuful de Iclod (24), care constituie limita cartografică între tortonian şi sarmaţian.

CUATERNARUL. Este reprezentat prin aluviuni care se observă pe valea Nadăşului şi afluenţii săi precum şi prin alunecări de teren date mai ales de argilele stratelor de Ticu, stratelor de Sînmihai şi de marnele stratelor de Chechiş—Hida. Spre sud de Cordoş se dezvoltă şi depozite de terasă.

BIBLIOGRAFIE

1. Agheorghiesei V. şi Costea I., *Date noi asupra stratigrafiei paleogenului şi miocenului din nord-estul Transilvaniei*, Asoc. Geol. Carpato-Balcanică, Congr. V, Bucureşti, 1963, Stratigrafie, **III**, *1*.
2. Alexandrowicz S. W., *Stratygrafia osadów mioceńskich w Zaglebiu Górnośląskim*, Inst. Geol., Prace, Varşovia, 1963, **XXXIX**.
3. Costea I. şi Balteş N., *Corelări stratigrafice pe baza microfosilelor*. Bucureşti, 1962.
4. Dieci G., *I foraminiferi tortoniani di Montegibbio e Castelvetro*, Palaeontographia Italica, Pisa, 1959, **LIV** (n. ser. vol. **XXIV**).
5. Dumitrescu I., *Asupra faciesurilor şi orizontării cretacicului superior şi paleogenului în bazinul Lăpuşului (nordul Depresiunii Transilvaniei)*, Lucr. Inst. de petrol şi gaze, Bucureşti, 1957.
6. Hauer Fr. şi Stache G., *Geologie Siebenbürgens*, Viena, 1863.
7. Hofmann K., *Bericht über die im östlichen Theile des Szilágyer Comitates während der im Sommer Campagne 1878 vollführten geologischen Spezialaufnahme*, Föld. Közl., Budapesta, 1879, **IX**.
8. — *Geologische Notizen über die krystallinische Schieferinsel von Preluka und über das nördlich und südlich anschliessende Tertiärland*, Jahresb. d. k. ung. Geol., Anst. f. 1885, Budapesta, 1887.
9. — *Bericht über die im nordwestsiebenbürgischen Grenzgebirge und Umgebung im Jahre 1881 ausgeführten geologischen Spezialaufnahmen*, Földt. Közl., Budapesta, 1881, **XI**.
10. Iorgulescu Th., *Contribuţiuni la studiul micropaleontologic al miocenului superior din Muntenia de est (Prahova şi Buzău)*, An. Com. Geol., 1953, **XXVI**.
11. Koch A., *Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landestheile*, I, *Paläogene Abtheilung*, Mitth. a.d. Jahrb. d. kön. ung. Geol. Anst. Budapesta, 1894, **X**.
12. — *Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landestheile, II, Neogene Abtheilung*, Budapesta, 1900.
13. — *Bericht über die im klausenburger Randgebirge im Sommer 1883 ausgeführte geologische Spezialaufnahme*, Földt. Közl. Budapesta, 1884, **XIV**.
14. — *Bericht über die im Gebiete der Komitate kolos und Szolnok - Doboka im Sommer 1885 durchgeführte geologische Detailaufnahme*, Budapesta, 1887.
15. — *Bericht über die in dem südlich von Klausenburg gelegenen Gebiete im Sommer D.J. 1886 durchgeführte geologische Detail-Aufnahme*, Budapesta, 1888.
16. Koreczné-Laky I., *A K-i Mecsek miocén Foraminifera fauná-jának vizsgálata*, A.m. Áll. Földt. int. évi Jelent. Évr., 1961, **I**.
17. Mészáros N., *Fauna de moluşte a depozitelor paleogene din nord-vestul Transilvaniei*, Bucureşti, 1957.
18. — *Paleogeografia depozitelor marine eocen-superioare de la vest şi sud-vest de Cluj*, Asoc. Geol. Carpato-Balcanică, Congr. V., Stratigrafie, 1963, **III**, *1*.
19. Moisescu V., *Contribuţii la cunoaşterea faunei de moluşte oligocene din regiunea Ticu-Tămaşa (Bazinul văii Almaşului, nord-vestul Transilvaniei)*, St. şi cerc. geol., 1963, **VIII**, *2*.
20. — *Contribuţii la studiul faunei de echinide din stratele de Hoia şi de Mera (reg. Cluj, nord-vestul Transilvaniei)*, St. şi cerc. de geol., geof. şi geogr., Seria geologie, 1966, **XI**, *1*.

21. Murgeanu G., Saulea E., Popescu Gr. şi Motaş I. C., *Stadiul actual al problemelor de stratigrafie a terţiarului în R.P.R.*, St. şi cerc. geol., 1960, V, *2*.
22. Nyirö M. R., *Auswertung der Foraminiferen aus den transdanubischen tortonischen Beckenablagerungen*, Ann. Hist. Nat. Musei Nat. Hung., Pars mineralogica et palaeontologica, 1960, **52**.
23. Popescu Gh., *Zona cu Orbulina în Miocenul din nord-vestul Bazinului Transilvaniei*, St. şi cerc. de geogr., geof. şi geol., Seria geologie, 1964, **IX**, *1*.
24. Răileanu Gr., *Cercetări geologice în regiunea Cluj-Apahida-Sic*, Dări de seamă, Com. Geol., 1955, **XXXIX** (1951—1952).
25. Răileanu Gr. şi Saulea Em., *Contribuţii la orizontarea şi cunoaşterea variaţiilor de facies ale paleogenului din regiunea Cluj şi Jibou*, Rev. Univ. Bucureşti şi a Politehn. Bucureşti, Seria Şt. nat., 1955, *8*.
26. — *Paleogenul din regiunea Cluj şi Jibou (nord-vestul Bazinului Transilvaniei)*, An. Com. Geol., 1956, **XXIX**.
27. Răileanu Gr. şi Negulescu V., *Studiul comparativ al faunei burdigaliene din bazinul Transilvaniei şi bazinul Petroşeni*, An. Com. Geol., 1964, **XXXIV**.
28. Răileanu Gr., Patrulius D., Mărgărit E. şi Dragu V., *Corelarea Molaselor cu antracoterii mari din Transilvania şi Bazinul Petroşani*, St. şi cerc. de geol. 1960, V, *2*.
29. Rusu A. şi Popescu Gh., *Contribuţii la stratigrafia miocenului inferior din nord-vestul bazinului Transilvaniei*, St. şi cerc. geol. geof. şi geogr., Seria geologie, 1965, **10**, *2*.
30. Śmigielska T., *Otworice mioceńskie z Gliwic Starych*, Rocznik Pol. Tow. Geol., Krakovia, 1957, **XXV**, *3*.
31. Şuraru N., *Contribuţie nouă la cunoaşterea microfaunei stratelor de Hida*, St. şi cerc. ştiinţ. Acad. R.P.R., filiala Cluj, 1952, **III**, *1—2*.
32. — *Contribuţii la cunoaşterea microfaunei unor depozite miocenice din imediata apropiere a oraşului Cluj*, Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Seria a II-a, Geologia-Geographia, 1961, *1*.
33. Venglinski I. V., *Biostratigrafia miocenu zacarpatia za faunoiu foraminifer*, Akad. Nauk. RSS. Ucrain. Kiev, 1962.

Institutul de geologie şi geografie
al Academiei Republicii Socialiste România

Primit în redacţie la 22 mai 1965

CONTRIBUȚII LA TRASAREA LIMITEI MIOCEN – PLIOCEN PE BAZĂ DE OSTRACODE*

DE

ELISABETA HANGANU și FLORICA NEGOIȚĂ

55 (05)

S-a precizat la limita sarmațian-meoțian existența unui prag micropaleontologic care poate fi considerat în momentul dispariției majorității foraminiferelor, excep-tînd *Rotalia* (*Streblus*) *beccarii* Linné, regresarea pînă la dispariție a speciilor de *Aurila* și dezvoltarea unei asociații de ostracode de tip pliocen reprezentată prin specii de *Loxoconcha*, *Pontocypris* etc.

Limita miocen—pliocen a constituit și constituie încă o problemă amplu discutată. Astfel, o parte dintre cercetători, ca: I. Motaș, colectivul G. Murgeanu, Gr. Popescu, E. Saulea și I. Motaș, înclină tot mai mult în a atribui meoțianul miocenului, luînd drept criteriu mai ales prezența resturilor de *Hipparion*. Acestei păreri i se asociază și I. Pană.

În ceea ce ne privește, cu ocazia cercetărilor întreprinse în pliocenul dintre văile Teleajen și Ialomița, am remarcat dispoziția transgresivă a meoțianului peste diferiți termeni ai miocenului și chiar peste depozite paleogene.

Cercetînd amănunțit asociația de macrofaună și microfaună, apare clar trăsătura comună ce există între meoțian și restul etajelor pliocenului.

În atare situație, ne-am propus să vedem în ce măsură ostracodele își aduc contribuția la trasarea limitei meoțian—sarmațian.

Întrucît regiunea dintre Teleajen și Ialomița reprezintă un domeniu destul de restrîns pentru rezolvarea problemei pe care ne-am propus-o, am considerat necesar să ne extindem spre est, în regiunea Buzău. În acest sens am studiat profilele complete din sarmațianul superior și meo-

*) Comunicare prezentată în sesiunea științifică a cadrelor didactice de la Facultatea de geologie—geografie, secția geologie, la 23 octombrie 1965.

St. și cerc. de geol., geof. și geogr., Seria geologie, t. 12, nr. 1, p. 225–230, București, 1967

ţianul inferior din zona neogenă, situată în estul depresiunii precarpatice din regiunea Buzău pînă în regiunea Tîrgovişte. Probele au fost recoltate din deschiderile naturale de pe profilele : Chiojdeanca, Ruşavăţ, Slănic-Buzău, Bălăneasa, Teleajen, Bughea, Mălăeşti, Cosmina, Doftăneţ, Mislea, Doftana şi din carotele mecanice extrase din forajele de prospectare geologică executate pe structurile : Ochiuri, Ocniţa, Filipeşti, Monteoru, Pîcle, Berca, Arbănaşi şi Plopeasa.

Aşa cum am precizat mai sus, în sectorul situat la vest de Teleajen, meoţianul are un caracter transgresiv. Pentru a sesiza limita paleontologică între sarmaţian şi meoţian, se impune analiza depozitelor din sectorul unde nu există lacune mari de sedimentare între aceşti termeni stratigrafici.

Acest fapt a fost întîlnit de noi pe văile Slănic-Buzău, Bălăneasa, Ruşavăţ şi în carotajele continui din structurile Plopeasa şi Monteoru.

Sarmaţianul superior întîlnit pe valea Bălăneasa este reprezentat printr-o gresie calcaroasă cu mactre de talie mică, (fapt remarcat încă din 1959 de I. P a n ă), peste care urmează marne şi nisipuri cu intercalaţii grezoase subţiri. Seria se încheie cu argile verzui-vişinii, atribuite mai întîi de M. F i l i p e s c u şi apoi de I. P a n ă sarmaţianului superior, iar de E. S a u l e a meoţianului inferior.

Pe valea Ruşavăţ, sarmaţianul superior este constituit din două bancuri de conglomerate, separate de marne. Şi aici seria se încheie cu un depozit de marne verzui-roşietice.

Pe valea Slănicului, sarmaţianul superior se caracterizează printr-o alternanţă de marne foioase cu intercalaţii de gresii calcaroase bogate în mactre, care suportă marne şi gresii de culoare vişinie-verzuie.

Obiectul analizei microfaunistice l-au constituit intercalaţiile marnoase atît din depozitele ce aflorează la zi cît şi din carotele mecanice. Asociaţia microfaunistică caracteristică pentru partea superioară a sarmaţianului este reprezentată prin : *Elphidium macellum* Fichtel şi Moll, *El. crispum* Linné, *Quinqueloculina* cf. *seminula* Linné, *Q. akneriana* d'Orb., *Rotalia* (*Streblus*) *beccarii* Linné, *Aurila* ex. gr. *omphalodes* Reuss, *A. hungarica* Méhes, *A. laevis* Schn. (fig. 1), *A. kolesnicovi* Schn., *Leptocythere* sp. 1, *Cyprideis punctillata* G. S. Brady (fig. 2), *Loxoconcha* sp. 1 (fig. 3), *L.* sp. 2 (fig. 4), *L.* ex. gr. *eichwaldi* Liv., *L.* ex gr. *aculeata* Schn., *Pontocypris declivis* G. W. Müller.

Fig. 1. — *Mutilus* (*Aurila*) *laevis* Schn. (× 42,5).

a, vedere externă ; b, vedere internă ; c, vederę marginală ; sarmaţian sup. : profilul Chiojdeanca.

Fig. 2. — *Cyprideis punctillata* G. S. Brady (× 42,5).

a, vedere externă ; b, vedere internă ; c, vedere marginală ; sarmaţian sup. ; profilul Chiojdeanca.

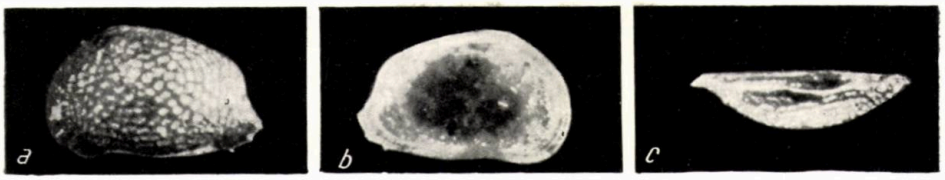
Fig. 3. — *Loxoconcha* sp. 1 (× 42,5).

a, vedere externă ; b, vedere internă ; sarmaţian sup. ; profilul Chiojdeanca.

Fig. 4. — *Loxoconcha* sp. 2 (× 42,5).

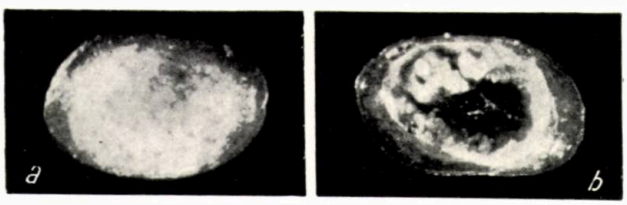
a, vedere externă ; b, vedere internă ; sarmaţian sup. ; profilul Chiojdeanca.

PLANȘA I

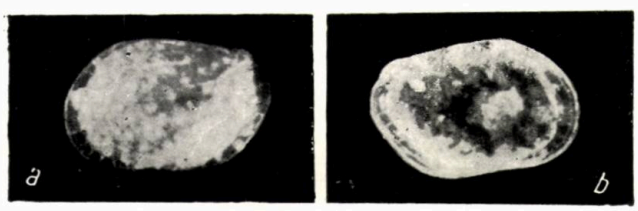


1

2



3



4

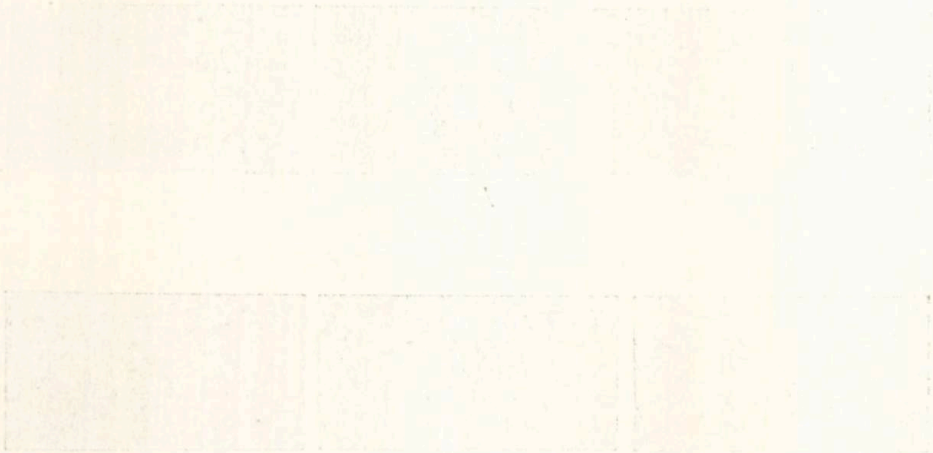


Fig. 5. — *Loxoconcha* ex gr. varia Suzin (× 42,5).

a, vedere externă; b, vedere internă; c, vedere marginală; meoţian inf.; profilul Chiojdeanca.

Fig. 6. — *Loxoconcha* ex. gr. *aculeata* Schn. (× 42,5).

a, vedere externă; b, vedere internă; meoţian inf.; structura Monteoru.

Fig. 7. — *Loxoconcha ancilla* Stanc. (× 42,5).

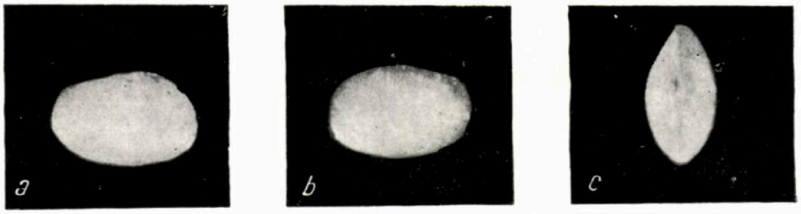
a–b, vedere externă; meoţian inf.; structura Monteoru.

Fig. 8. — *Leptocythere* ex. gr. *ribenensis* Stanc. (× 42,5).

a, vedere externă; b, vedere internă; c, vedere marginală; meoţian inf.; structura Picle.

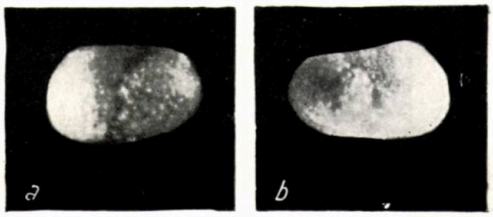
Fig. 9. — *Leptocythere* ex. gr. *praebaquana praebaquana* (Liv),

a, vedere externă; b, vedere marginală; meoţian inf.; V. Slănic-Buzău.



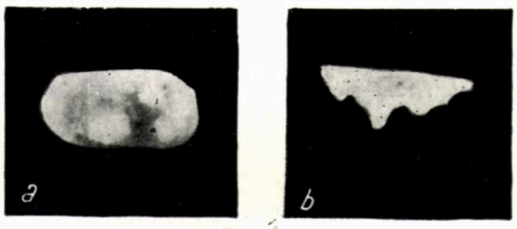
5

6



7

8



9

Fig. 10. — *Leptocythere pustulata* Suzin (× 42,5).
Vedere externă; meoţian inf.; V. Slănic-Buzău.

Fig. 11. — *Leptocythere* ex. gr. *crebra* Suzin (× 42,5).
Vedere externă; meoţian inf.; structura Piele

Fig. 12. — *Erpetocypris abscissa* Reuss (× 42,5).
a–b, vedere externă; meoţian inf.; profilul Chiojdeanca.

Fig. 13. — *Pontocypris declivis* G. W. Müller (× 42,5).
a–b, vedere externă; sarmaţian sup.; profilul Chiojdeanca.

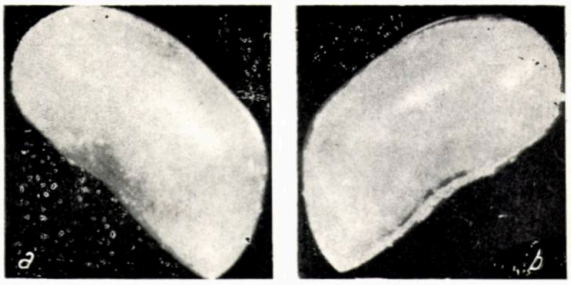
Fig. 14. — *Cythere* ? ex gr. *hirsuta* Lkls. (× 42,5).
a–b, vedere externă; meoţian inf.; V. Slănic-Buzău.

Fig. 15. — *Cyprideis* sp. 1 (× 42,5).
a, vedere externă; b, vedere internă; c, vedere marginală; meoţian inf.; structura Ochiuri.

Fig. 16. — *Cyprideis heterostigma sublittoralis* Pok. (× 42,5).
a, vedere externă; b, vedere marginală; meoţian inf.; structura Ochiuri.

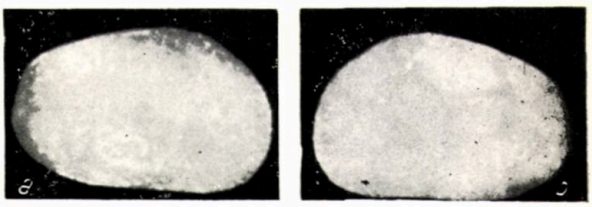
10

11

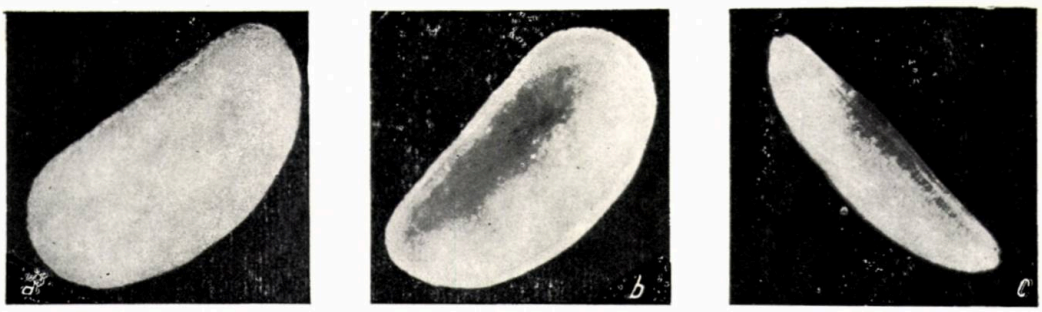


12

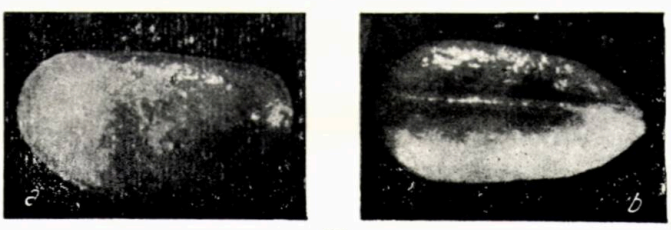
13



14



15



16

Analizînd asociaţia de microfaună se remarcă în general o penurie în ostracode la limita sarmaţian—meoţian. În cazul cînd există, ostracodele fie că sînt reprezentate prin puţine genuri, fie prin forme slab dezvoltate. În cazul nostru, numai din profilul Chiojdeanca am putut să dăm o listă din care remarcăm prezenţa în deosebi a reprezentanţilor genului *Aurila* care imprimă nota caracteristică, asociat secundar cu specii de *Loxoconcha*, *Leptocythere* sau *Cyprideis* (tabelul nr. 1).

Peste marnele verzui-vişinii se dispune meoţianul, reprezentat în toată regiunea printr-un nivel argilos marnos cu intercalaţii subţiri de lumaşele de congerii necarinate.

Rezultatele microfaunistice obţinute din cercetarea depozitelor ce aflorează la zi, împreună cu rezultatele obţinute din sondaje, ne-au permis să stabilim în baza meoţianului existenţa a două zone micropaleontologice : zona cu *Hemicythere* sp. 1 şi zona cu *Leptocythere* ex. gr. *praebaquana praebaquana* Liv. (tabelul nr. 2).

În fiecare din aceste zone s-a putut urmări din bază către partea superioară o succesiune de nivele, după cum urmează : peste sarmaţianul superior bogat în foraminifere, urmează un nivel cu *Rotalia* (*Streblus*) *beccarii* Linné foarte frecvent răspîndită asociată cu *Pontocypris declivis* G. W. Müller (fig. 13). Din punct de vedere litologo-mineralogic apar numeroase concreţiuni moruloide de pirită asociate cu frecvente oolite calcaroase. Superior, se menţine *Rotalia* (*Streblus*) *beccarii* Linné cu aceeaşi frecvenţă în asociaţie cu *Loxoconcha ancilla* Stanc., *L.* ex. gr. *varia* Suzin (fig. 5), *Leptocythere pustulata* Suzin (fig. 10), *Cythere?* ex. gr. *hirsuta* Lkls. (fig. 14), *Hemicythere* sp. 1. În superpoziţie urmează nivelul cu *Cythere?* ex. gr. *hirsuta* Lkls., *Loxoconcha* ex. gr. *aculeata* Schn. (fig. 6), *Loxoconcha ancilla* Stanc. (fig. 7), *Cyprideis punctillata* G. S. Brady, *Leptocythere* sp. 1, *L.* ex. gr. *crebra* Suzin (fig. 11), *L. vermiculata* Stanc. ; sporadic apare *Leptocythere* ex. gr. *praebaquana praebaquana* Liv. (fig. 9), nivel care încheie zona cu *Hemicythere* sp. 1.

Spre partea superioară, *Leptocythere* ex. gr. *praebaquana praebaquana* Liv. devine frecvent în asociaţie cu *Leptocythere danubiana* Stanc., *L. vermiculata* Stanc., *Loxoconcha ancilla* Stanc. îşi fac apariţia *Erpetocypris abscissa* Reuss (fig. 12), şi *Cyprideis* sp. 1 (fig. 15). Foarte frecvent se dezvoltă *Cyprideis heterostigma sublittoralis* Pok. (fig. 16). Imediat la partea superioară erupe *Cyprideis punctillata* G. S. Brady, *C. heterostigma sublittoralis* Pok. şi *Cyprideis* sp. 1. Sporadic în acest nivel îşi face apariţia *Leptocythere* ex. gr. *ribenensis* Stanc. (fig. 8). Acest nivel încheie zona cu *Leptocythere* ex. gr. *praebaquana praebaquana* Liv. în care *Rotalia* (*Streblus*) *beccarii* Linné deşi prezentă, nu mai dă nota caracteristică ca în zona cu *Hemicythere* imediat inferioară.

Din observarea cu atenţie a nivelelor situate la partea superioară a sarmaţianului şi în baza meoţianului putem desprinde cîteva aspecte privind trăsătura microfaunistică a limitei sarmaţian—meoţian :

— *Rotalia* (*Streblus*) *beccarii* Linné, întîlnit în depozitele sarmaţiene în asociaţie cu alte specii de foraminifere, apare în erupţie în baza meoţianului fără a fi însoţită de alte foraminifere.

— multiplele specii de *Aurila*, aşa de caracteristice părţii superioare a sarmaţianului, lipsesc în baza meoţianului.

Tabelul nr. 1

Asociații microfaunistice la limita sarmațian – meoțian în estul depresiunii precarpatice

Diviziuni stratigrafice	Litologie	*Elphidium macellum* (Fichtel și Moll)	*Elphidium crispum* Linné	*Quinqueloculina* cf. *seminula* Linné	*Quinqueloculina akneriana* d'Orb.	*Rotalia* (*Streblus*) *beccarii* Linné	*Aurila* ex. gr. *omphalodes* Reuss.	*Aurila hungarica* Méhes.	*Aurila laevis* Schn.	*Aurila kolesnicovi* Schn.	*Leptocythere* sp. 1	*Leptocythere pustulata* Suzin	*Leptocythere* ex. gr. *praebaquana praebaquana* (Liv.)	*Leptocythere* ex. gr. *ribenensis* Stanc.	*Leptocythere danubiana* Stanc.	*Leptocythere vermiculata* Stanc.	*Leptocythere* ex. gr. *crebra* Suzin	*Loxoconcha* sp. 1	*Loxoconcha* ex. gr. *eichwaldi* Liv.	*Loxoconcha ancilla* Stanc.	*Loxoconcha* ex. gr. *varia* Suzin	*Loxoconcha* ex. gr *aculeata* Schn.	*Loxoconcha* sp. 2	*Cyprideis punctillata* G. S. Brady	*Cyprideis heterostigma sublittoralis* Pok.	*Cyprideis* sp. 1	*Pontocypris declivis* G. W.Müller	*Erpetocypris abscissa* Reuss	*Cythere?* ex. gr. *hirsuta* Lkls.	*Hemicythere* sp. 1	Diviziuni microfaunistice
←Meoțian→ inf.						●					×	×	○	×	×	×	×		×					●	●	●	×					Zona *Leptocythere* ex. gr. *praebaquana praebaquana*
←Sarmațian→ sup.		×	×	×	×	○	×	×	×	×	×	×					×	×		×	×	×	×	×			×			×		Zona *Hemicythere* sp. 1
																																Zona *Aurila laevis*

Legenda litologiei

- Marnă cu interc. gresie
- Marnă slab nisipoasă
- Marnă nisipoasă
- Conglomerat
- Argilă marnoasă
- Argilă cu interc. marnă
- Argilă

Legenda frecvenței microfaunei

- × Prezent
- ○ Frecvent
- ● F. frecvent

Tabelul nr. 2

Distribuţia zonelor de ostracode separate în probe de sondă în estul Depresiunii Precarpatice

Formaţiunea geologică / Structuri geologice	Ochiuri	Ocniţa	Filipeşti	Gura Şuţii	Berca Beciu Picle	Monteoru	V. Slănic-Buzău
Meoţian inferior	zona *Hemicythere* sp. 1		zona *Leptocythere* ex. gr. *praebaquana praebaquana*	zona *Hemicythere* sp. 1	zona *Hemicythere* sp. 1	zona *Hemicythere* sp. 1	zona *Leptocythere* ex. gr. *praebaquana praebaquana* / zona *Hemicythere* sp. 1

— dinspre partea inferioară spre partea superioară a meoţianului asistăm la o alternanţă de episoade de ape dulci cu ape mai sărate, fapt atestat de asociaţia de ostracode.

— ansamblul asociaţiei de ostracode din meoţian prezintă afinităţi cu asociaţia din restul etajelor pliocenului.

În concluzie, se poate afirma că între sarmaţian şi meoţian există un prag microfaunistic pregnant şi, în consecinţă, după asociaţia de ostracode, meoţianul reprezintă mai degrabă începutul unui ciclu de sedimentare — ciclul pliocen—decît termenul final al miocenului.

BIBLIOGRAFIE

1. Filipescu M., *Études géologique de la région comprise entre les vallées du Teleajen et du Slănic — Bisca Mare (Buzău)*, C.R. des séances de l'Inst. Geol. de Roum. (1940), Bucureşti, 1940, **XXIII** (1934—1935).
2. Grekoff N. et Molinari V., *Sur une faune d'ostracodes saumatres du Néogène de Castell'Arquato (Emilia)*, Geologica Romana, Roma 1963, **II**.
3. Grigoraş N., *Geologia zăcămintelor de petrol şi gaze din R.P.R.*, Ed. Tehnică, Bucureşti, 1961.
4. Kheil J., *Die Ostrakoden der Mydlovary-Schichtenfolge im südböemischen Trèboň-Becken*, Sbornik Geologickych ved. paleontologie rada, P.sv. 1964, *4*.
5. Lienenklaus E., *Monographie der Ostrakoden des nord-west deutschen Tertiars*, Zeitschrift der deutsch. geol. Gesellsch., Berlin, 1894, **XLVI**.
6. — *Die Tertiar-Ostrakoden des mittleren Norddeutschlands*, Zeitschrift der deutsch. geol. Gesellsch., Berlin, 1900, **52**.
7. Mandelstan M. N. i Schneider G. F., *Iskopaemie Ostrakodi S S S R., Semeistvo Cyprididae*, Trudi vsesoiuznogo neftianogo naucino issledovatelscogo, Geologorazvedocinogo instituta (VNIGRI), Leningrad, 1963, **203**.
8. Mehes G., *Beiträge zur Kenntnis der Pliözanen Ostrakoden Ungarns I, Die Cypridaeen der unterpannonischen Stufe*, Földt. Közl., Budapesta, 1907, **XXXVII**.
9. — *Beiträge zur Kenntnis der Pliozänen Ostrakoden Ungarns II, Die Darwinulidaeen und Cytheridaeen der unterpannonischen Stufe*, Supplement zum Földt. Közl., Budapesta, 1908, **XXXVIII**, *7—10*.
10. Mehrota R. B., *Quelques Ostracodes Tertiaires de Cormeilles en Parisis, Bassin de Paris*, Revue de Micropaléont., Paris, 1960, **3**, *2*.

11. Molinari V., *Un nouveau sous-genre d'Ostracodes du Néogène de La Toscane, Cyprideis (Toscanella) belfortensis n. subgen. n. sp.*, Revue de Micropaléont., Paris, 1962, *4, 4.*
12. Murgeanu G., Saulea E., Popescu Gr. şi Motaş I., *Stadiul actual al problemelor de stratigrafie a Terţiarului în R.P.R.*, St. şi cerc. geol., 1960. V, *2.*
13. Pokorny V., *La microstratigraphie du Pannonien entre Hodonin et Mikulcice (Moravie méridionale, Tchécoslovaquie)*, Bull. int. de l'Acad. tchèque des Sciences, Praga, 1944, **LIV**, *23.*
14. — *Skorepatci t. zv. „basálniho horizontu subglobosových vrstev" (pliocén) V. Hodonine*, Sbornik üstredniho ustavu geologického svazek XIX oddil paleontologicky, Praga, 1955.
15. — *The species of the group of Candona labata (Zalanyi 1929) (Ostracoda, Crustacea) in the Panonnian of Moravia*, Univ. Carolina, Geologica, **1**, *2.*
16. Pană I., *Asupra limitei Sarmaţian — Meoţian din regiunea cuprinsă între Valea Buzăului şi afluentul său Bălăneasa*, Anal. Univ. Bucureşti, Seria Şt. nat., 1965, **38**.
17. Reuss E., *Die fossilen Entomostraceen des Österreichischen Tertiärbeckens*, Viena, 1849.
18. Saulea E., *Contribuţiuni la stratigrafia Miocenului din Subcarpaţii Munteniei*, An. Com. Geol., 1956, **XXIX**.
19. Stanceva M., *Ostracodna fauna ot neoghena b severozapadna Bilgaria II Sarmatski Ostracodi*, Bilgarska Akademia na naukite Trudove bîrhu geologiiata na Bilgaria, Seria palentologia, Sofia, 1963, **VI**.
20. — *Ostracoda from the Neogen in North Western Bulgaria, III Maeotian Ostracoda*, Bilgarska Akademia na naukite Trudove bîrhu geologiiata na Bilgaria, Seria paleontologia, Sofia, 1964, **VI**.
21. Suzin V., *Ostracodi treticinih otolojenii severnogo predkavkazia Grosnenskii ordena trudovogo Krasnovoznameni neftianoi institut*, Moscova, 1956.
22. Sveier V., *Osnovi morfologii i sistematiki pliotenovih i postpliotenovih Ostrakod*, Vsesoiuznii neftianoi naucinossledovatelskii geologo. razvedocinîi Institut (VNIGRI), Leningrad-Moscova, 1949.
23. — *Miotenovaia fauna Ostrakod Kavkaza i Krîna*, Mikrofauna neftianîh mestorojdenii S S S R, Sbornik II, Leningrad—Moscova 1949.
24. — *Fauna Ostrakod neogenovih i certverticinih otlojenii vostocinogo predkavkazia i ee stratigraficeskoe Znacenie*, Akad. Nauk. S S S R, Komplecsnaia iujnaia geologiskaia ekspeditia, Moscova, 1950.
25. Terquem M., *Les Foraminifères et les Entomostracés — Ostracodes du Pliocène supérieur de l'Ile de Rhodes*, Mém. de la Soc. Géol. de France, Paris, 1878, **I**, *III.*
26. Zalányi B., *Miozäne Ostrakoden aus Ungarns*, Mitt. aus dem Jahrh. der Kgl. ung. geol., R. Anstalt, Budapesta, 1913—1915, **XXI**.
27. — *Neogene Ostrakoden in Ungarn*, Geol. Hung., Ser. Paleont. Budapesta, 1944, *21.*

Universitatea Bucureşti
Facultatea de geologie-geografie

Primit în redacţie la 28 aprilie 1966.

TRANSPORTUL ŞI SEDIMENTAREA GALEŢILOR DIN MOLASA CONGLOMERATICĂ ALBIANĂ DIN CARPAŢII ORIENTALI (ROMÂNIA)

DE

N. MIHĂILESCU, N. PANIN, L. CONTESCU şi D. JIPA

55 (05)

La sfîrşitul albianului în regiunea de curbură a Carpaţilor Orientali s-a format o mare pînză de pietrişuri cu o grosime de aproximativ 1 000—1 500 m.
Studiul granulometric a arătat că aceste sedimente s-au depus în ape puţin adînci, sub zona de acţiune a valurilor.
Studiul formei galeţilor a arătat că cel puţin fracţiunea ruditică a fost transportată de către agenţi fluviatili, influenţa zonei de plajă fiind foarte slabă.
Direcţiile de transport al galeţilor indică ca arie-sursă culoarul Dîmbovicioarei şi zona estică a Masivului Făgăraş. Două regiuni ridicate (funduri înalte), anticlinoriul Baiului şi cel al Baraoltului, au canalizat spre S şi N transportul materialului detritic.

Masa ruditică importantă, în grosime de peste 1 000 m, cunoscută sub numele de conglomeratele de Bucegi, ia parte la alcătuirea mai multor masive muntoase (Bucegi, Piatra Mare, Postăvaru, Ciucaş, Zăganu, Perşani, Măgura, Codlei, Ceahlău), care se găsesc în zona internă a flişului din Carpaţii Orientali (România).

Nota de faţă are drept obiect să sintetizeze unele rezultate obţinute pînă în prezent în cursul cercetărilor sedimentologice întreprinse asupra conglomeratelor de Bucegi din masivele enumerate mai sus. Au fost efectuate studii privind granulometria, morfometria şi direcţia de transport a galeţilor ce constituie aceste conglomerate.

Studiul granulometriei conglomeratelor de Bucegi a fost întreprins în 42 de staţii, în fiecare din ele fiind măsurate 300—450 de elemente.

Studiul morfometric a constat în calcularea şi analiza statistică a indicilor de aplatisare, de rotunjime, de disimetrie, de sfericitate, de portanţă. În fiecare staţie au fost măsuraţi aproximativ 300 de galeţi de

St. şi cerc. de geol., geof. şi geogr., Seria geologie, t. 12, nr. 1, p. 231—236, Bucureşti, 1967

calcar, din care jumătate se încadrau în clasa dimensională 3—3,5 cm, iar cealaltă jumătate în clasa 4—6 cm. Măsurătorile au fost efectuate în 43 de staţii.

Pentru a determina direcţia şi sensul de transport al galeţilor s-a măsurat, în 108 staţii, orientarea planelor dominante (a/b) ale elementelor faţă de planul stratului.

Din punct de vedere granulometric, faciesul granulometric în care se încadrează conglomeratele de Bucegi arată că depunerea galeţilor a avut loc într-un bazin cu ape puţin adînci şi cu o slabă acţiune a valurilor. S-a constatat că, pe măsură ce distanţa de transport al materialului detritic creşte, indicele de sortare scade. Ţinînd seama că depozitele formate într-o zonă supusă acţiunii valurilor au o sortare granulometrică bună, se poate presupune că depunerea conglomeratelor mai bine sortate (Masivul Bucegi, Piatra Mare — Postăvaru) s-a făcut într-o regiune mai apropiată de ţărm faţă de cea a conglomeratelor mai slab sortate (Masivul Ciucaş — Zăganu) (fig. 1).

Interpretarea rezultatelor studiului morfometric se bazează pe compararea cu datele publicate de A. Cailleux şi J. Tricart (2). După aceste date, valorile indicilor morfometrici calculaţi pentru conglomeratele de Bucegi le încadrează pe acestea în domeniul fluviatil. Totuşi, se găsesc şi valori reflectînd acţiunea unei ambianţe marine. În ceea ce priveşte variaţia în spaţiu a caracterelor morfometrice, se observă că simetria şi rotunjimea cresc o dată cu distanţa de transport, ceea ce concordă cu observaţiile efectuate asupra sedimentelor actuale. Aplatisarea nu pare a suferi o variaţie importantă; totuşi, este ceva mai mică în conglomeratele din Masivele Bucegi şi Piatra Mare. Aceasta s-ar putea explica prin absenţa unor plaje întinse, de-a lungul cărora valurile să fi avut posibilitatea să aplatiseze galeţii.

Evoluţia normală a celorlalţi indici morfometrici se datoreşte faptului că în bazinul de sedimentare galeţii au fost transportaţi în condiţii hidrodinamice asemănătoare celor fluvio-continentale. Curenţii transportori par a fi fost, într-o oarecare măsură, o continuare subacvatică a cursurilor de apă care efectuaseră în prealabil transportul galeţilor din aria de eroziune spre zona de sedimentare.

Cît priveşte direcţiile de transport, în zona de curbură a Carpaţilor se pot delimita trei sectoare, fiecare din ele fiind caracterizate de o direcţie şi un sens preponderent: un sector central (Munţii Postăvaru—Piatra Mare şi Ciucaş — Zăganu), cu direcţii transversale, şi două sectoare extreme (Masivul Bucegi în sud, Munţii Perşani la nord), cu direcţii oblice şi longitudinale spre sud şi, respectiv, spre nord (fig. 2).

Direcţiile oblice şi longitudinale care se găsesc în sectoarele extreme pot fi explicate printr-un control care credem că a fost exercitat de fundul zonei de sedimentare. În partea meridională, nucleul anticlinoriului Baiului constituia în timpul albianului o ridicare submersă. Materialul ruditic era ghidat de aceasta şi de uscatul Leaotei de-a lungul unei zone relativ înguste, orientată nord-sud.

În partea de nord este probabil că acelaşi rol l-au jucat anticlinoriul Baraoltului şi cristalinul Făgăraşului, între care se individualizează un al doilea culoar.

Sectorul central este amplasat în aria de înecare a anticlinoriilor Zamura şi Baraolt. Aici, curenţii puteau să se propage liber spre exterior.

De aceea, în extremitatea sudică a Munţilor Baraoltului şi în Masivul Ciucaş—Zăganu, direcţiile sînt mai ales transversale. Materialul detritic a reuşit să se deplaseze pe distanţe considerabile în raport cu regiunea sursă. În fig. 2, se indică drept zonă-sursă principală, culoarul Dîmboviţioarei şi aria estică a Masivului Făgăraş.

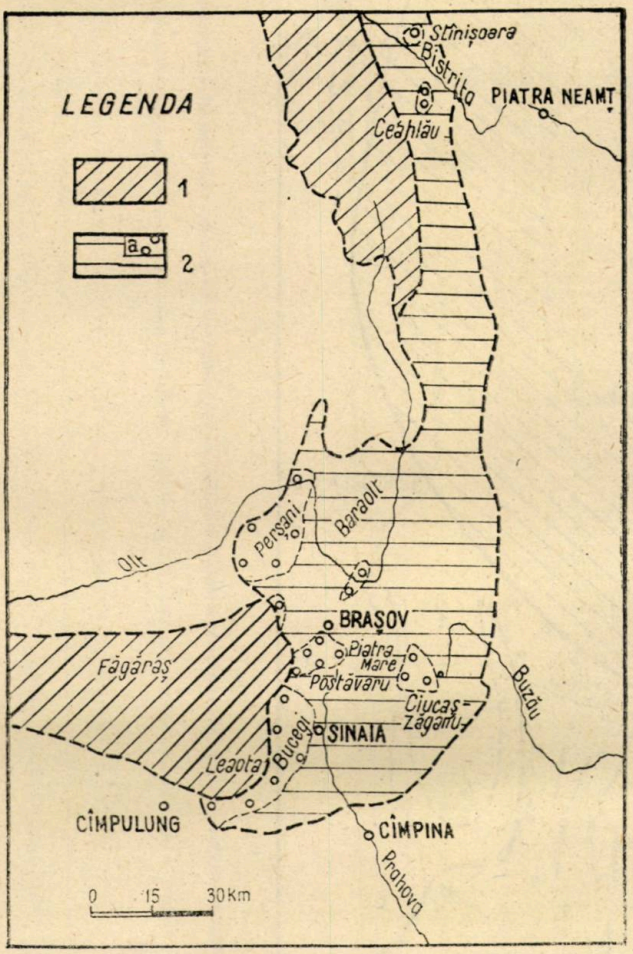


Fig. 1. — Schiţa zonelor interne ale Carpaţilor Orientali cu amplasarea ariilor ocupate de conglomeratele de Bucegi.

1, Zona cristalino-mezozoică a Carpaţilor Orientali şi zona cristalină a Munţilor Făgăraş (Carpaţii Meridionali); 2, zona flişului cretacic (a, conglomeratele albiene de Bucegi).

Ca efect al acestor procese de sedimentare s-a format, în regiunea de curbură a Carpaţilor, la sfîrşitul albianului, o mare pînză de pietrişuri. Acumularea galeţilor s-a produs într-o zonă labilă, supusă unor puternice subsidenţe (avînd în vedere grosimea considerabilă a conglomeratelor), dar de mică adîncime (date fiind caracterele stratonomice ale acestora) (fig. 3—6).

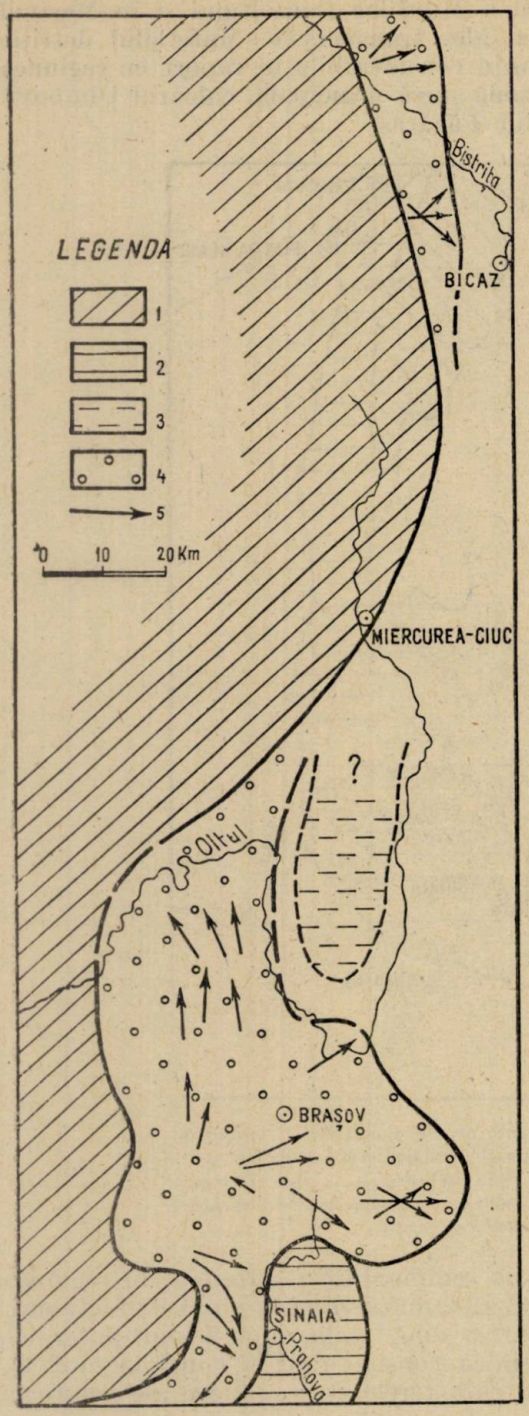


Fig. 2. — Schița paleogeografică a zonelor interne ale Carpaților Orientali în albian.

1, Arii-sursă de material detritic; 2, fund înalt în regiunea anticlinoriului Zamura; 3, fund înalt în regiunea Munților Baraolt; 4, aria de depunere a conglomeratelor de Bucegi; 5, direcții de transport al galeților.

Fig. 3. — Masivul Bucegi (versantul de est); foto D. Lubenescu.

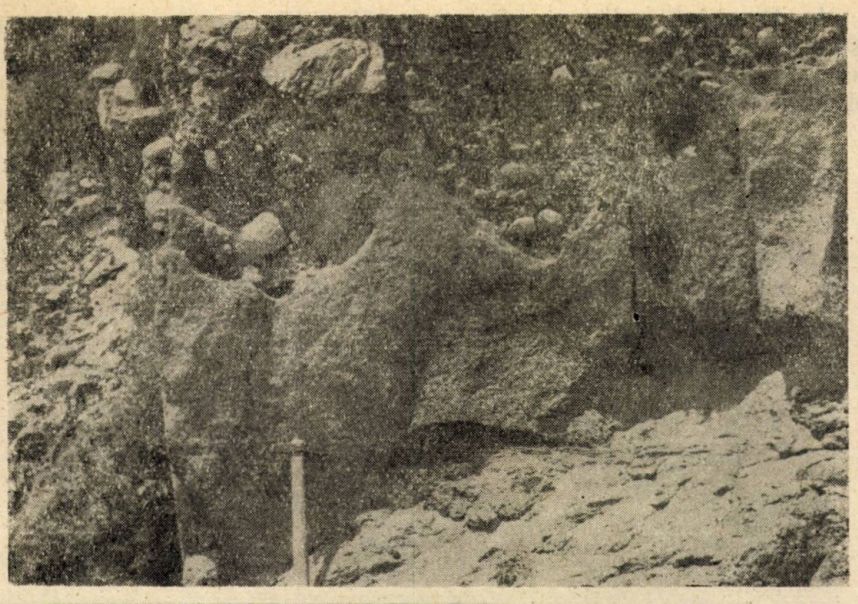


Fig. 4.— Detaliu în conglomeratele de Bucegi medii (Masivul Bucegi — Vîrful cu Dor); foto N. Mihăilescu.

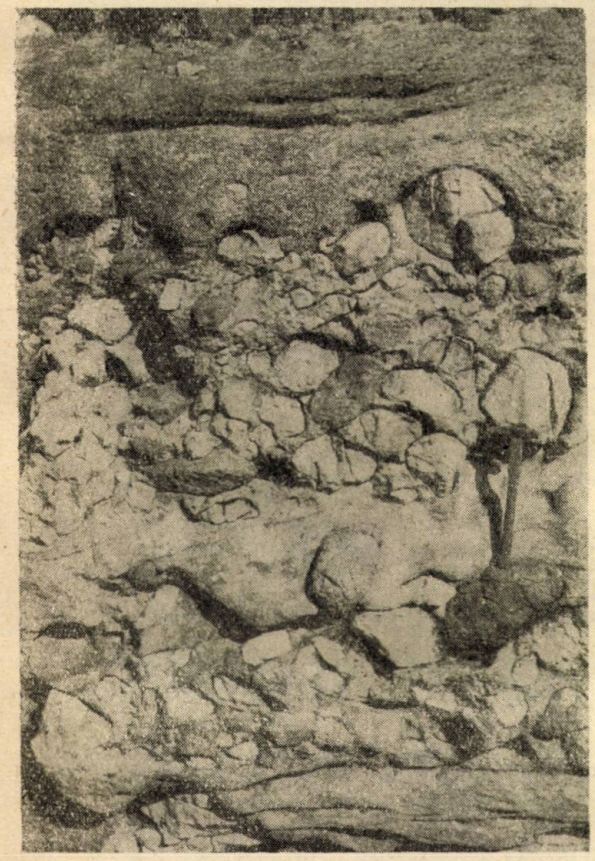


Fig. 5.— Detaliu în conglomeratele de Bucegi superioare (Masivul Bucegi — Valea Ialomiței); foto N. Mihăilescu.

În Munţii Ceahlău şi Stînişoara, direcţiile de transport sînt transversale în raport cu zona de sedimentare. Materialul detritic provine, după toate probabilităţile, din masivul cristalin al Carpaţilor Orientali şi din cuvertura lor triasico-jurasică.

Fig. 6.— Imbricaţia galeţilor în conglomeratele de Bucegi (Masivul Ciucaş—Zăganu); foto N. Mihăilescu.

BIBLIOGRAFIE

1. Băncilă I., *Geologia Carpaţilor Orientali*, Edit. ştiinţifică, Bucureşti, 1958.
2. Cailleux A. et Tricart J., *Initiation à l'étude des sables et galets*, Paris, 1959, **I**, **II**, **III**, C.D.U.
3. Dumitriu M. şi Dumitriu Ch., *Cartodiagrama de paleocurenţi a Munţilor Perşani* (V. Vîrghişului, Defileul Oltului, V. Măeruşului), St. cerc. geol., 1962, **VII**, *3—4*.
4. Murgeanu G., Patrulius D. *& colab., *Stratigraphie et sédimentogenèse des terrains crétacés dans la partie interne de la Courbure des Carpates*, Assoc. Géol. Carp.-Balk., V Congr. 1961, Bucureşti, 1963, **III**, *2*.
5. Murgeanu G. et Patrulius D., *Les Conglomérats de Bucegi, formation de molasse mésocrétacée des Carpates Orientales*, Assoc. Géol. Carp.-Balk., VI Congr., Varsovie-Cracovie, 1963.
6. Panin N., Mihăilescu N., Jipa D. et Contescu L., *Sur le mode de formation des Conglomérats de Bucegi*, Assoc. Géol. Carp.-Balk., V Congr. 1961, Bucureşti, 1963, **III**, *2*.
7. Rivière A., *Expression analytique générale de la granulométrie des sédiments meubles*, B.S.G.F., 6 sér., 1952, **II**, *1—3*.
8. — *Sur la représentation graphique de la granulométrie des sédiments meubles*, B.S.G.F., 6 sér., 1952, **II**, *1—3*.
9. Rosfelder A., *Contributions à l'analyse texturale des sédiments*, Thèse, Univ. d'Alger, 1960.
10. Săndulescu M., *Structura geologică a Masivului Postăvaru-Runcu (Munţii Braşovului)*, An. Inst. geol. rom., 1964, **XXXIV**, *2*.

Întreprinderea geologică de prospecţiuni a Comitetului de Stat al Geologiei, Institutul de geologie şi geografie al Academiei Republicii Socialiste România

Primit în redacţie la 29 aprilie 1966

CONSIDERAȚII PALEONTOLOGICE ASUPRA CRETACICULUI SUPERIOR DE LA STOENEȘTI — COTENEȘTI (VALEA DÎMBOVIȚEI)

DE

EMIL AVRAM

55 (05)

Prin studierea fosilelor colectate de autor din versantul drept al văii Dîmboviței din depozitele cretacice superioare, s-a ajuns la concluzia existenței vraconianului superior și cenomanianului în partea de nord a promontoriului de gresii și conglomerate albiene de la Stoenești; de asemenea se evidențiază existența unei întreruperi de sedimentare în intervalul coniacian superior — santonian mediu, în sudul regiunii și turonian — santonian superior în nordul ei.

Depozitele cretacice superioare care apar la zi în valea Dîmboviței, la sud de localitatea Stoenești, au format încă de la sfîrșitul secolului trecut obiectul unor studii cu caracter paleontologic sau stratigrafic efectuate de Gr. Ștefănescu (7), V. Popovici-Hațeg (6) și I. Popescu-Voitești (5). Mai recent, cercetările întreprinse de G. Murgeanu și D. Patrulius (3) au condus la stabilirea succesiunii de ansamblu a acestor depozite, a căror vîrstă (vraconian superior — maestrichtian) a fost stabilită pe baza macrofaunelor și a microfaunelor pe care le conțin.

Lucrarea de față se referă la unele fosile pe care le-am recoltat din versantul drept al văii Dîmboviței, între Stoenești și Cotenești, care aduc unele date în plus față de cele cunoscute pînă în prezent, cu privire la stabilirea vîrstei de amănunt a depozitelor cretacice din regiune.

Întrucît succesiunea generală a depozitelor cretacice a fost precizată anterior (G. Murgeanu și D. Patrulius (3), Ghidul excursi-

St. și cerc. de geol., geof. și geogr., Seria geologie, t. 12, nr. 1, p. 237–242, București, 1967

ilor (8)), voi descrie litologia depozitelor, în măsura în care aceasta este necesară, pentru stabilirea mai precisă a nivelelor din care am recoltat fosilele.

În general, fosilele care formează obiectul lucrării au fost recoltate din patru sectoare în care litologia depozitelor cretacice superioare (fig. 1) este diferită, și anume : a) valea Miriuța (al doilea afluent de pe dreapta al văii Stoeneasca, în amonte de confluența acesteia cu valea Dîmboviței) ; b) plaiul Cheii ; c) versantul sudic al plaiului din dreapta Văii Cheii (nord-vest de Rîpile Icovești lor) ; d) versantul drept al văii Dîmboviței între Bădeni și Cotenești.

În toate aceste sectoare, depozitele cretacice superioare, începînd cu vraconianul superior, stau transgresiv peste substratul format din gresii și conglomerate albiene (conglomerate de Bucegi), calcare jurasice sau șisturi cristaline și sînt formate în bază din gresii nisipoase sau gresii marnoase fosilifere (fig. 1). Din acest nivel inferior am recoltat, în peticele de depozite vraconiene care stau pe calcarele jurasice din stînga văii Stoeneasca, fragmente de *Puzosia*, *Aucellina gryphaeoides* Sow., *Lechites* aff. *communis* Spath., *Kossmatella* sp. (aff. *K. romana* Schinderwolf), *Neohibolites* sp.

Pe valea Miriuța, nivelul cu gresii marnoase trece, prin intermediul unui pachet de marne nisipoase micacee, la marne calcaroase compacte, cenușii, în care am găsit în malul stîng al văii *Puzosia compressa* Kossmat (planșa I, fig. 2 a și b), iar în malul drept, la un nivel superior, *Puzosia* sp. și *Pholadomya decussata* (Mantell) ; aceste fosile arată vîrsta cenomaniană. Deasupra lor, în același pachet de marne calcaroase am găsit *Inoceramus* aff. *labiatus* Schlot. (planșa I, fig. 3), fosilă caracteristică pentru baza turonianului. Astfel, în acest profil trecerea de la cenomanian la turonian nu este marcată în litologia depozitelor.

Spre partea superioară a pachetului de marne cenușii, acesta cuprinde o intercalație de fliș cu gresii calcaroase de 5—10 cm grosime, cu hieroglife. Ultimul termen al succesiunii care se poate observa pe valea Miriuța este un pachet de marne foioase vișinii, în parte mascat de o pornitură.

În plaiul Cheii, deasupra gresiilor masive albiene apar marne nisipoase cenușii cu intercalații calcaroase, care au în bază și în treimea superioară intercalații înguste de gresii micacee moi. Imediat deasupra ultimelor gresii, dintr-un pachet de marne calcaroase cenușii, pătate, am recoltat un amonit derulat rău păstrat — ? *Lechites* sp., formă care ar arăta vîrsta cel mult cenomanian inferioară a pachetului.

Peste pachetul de marne cenușii stau marne vișinii care, la un nivel apropiat de bază, cuprind brecii sedimentare cu blocuri de conglomerate dure de tipul celor albiene, calcare recifale, marne nisipoase cu inocerami, gresii roșii glauconitice, vizibile în deschidere în versantul sudic al dealului, imediat sub plai. Asupra vîrstei acestui nivel cu brecii voi reveni.

În versantul sudic al plaiului din dreapta Văii Cheii, spre Rîpile Icovești lor, succesiunea depozitelor vraconiene începe cu marne calcaroase cenușii și vișinii (0,5 m) în care am găsit lamelibranhiate nedeterminabile, peste care stau marne șistoase cenușii, micacee, fosilifere, cu intercalații de gresii micacee. Din acest pachet, la circa 25 m grosime stratigrafică

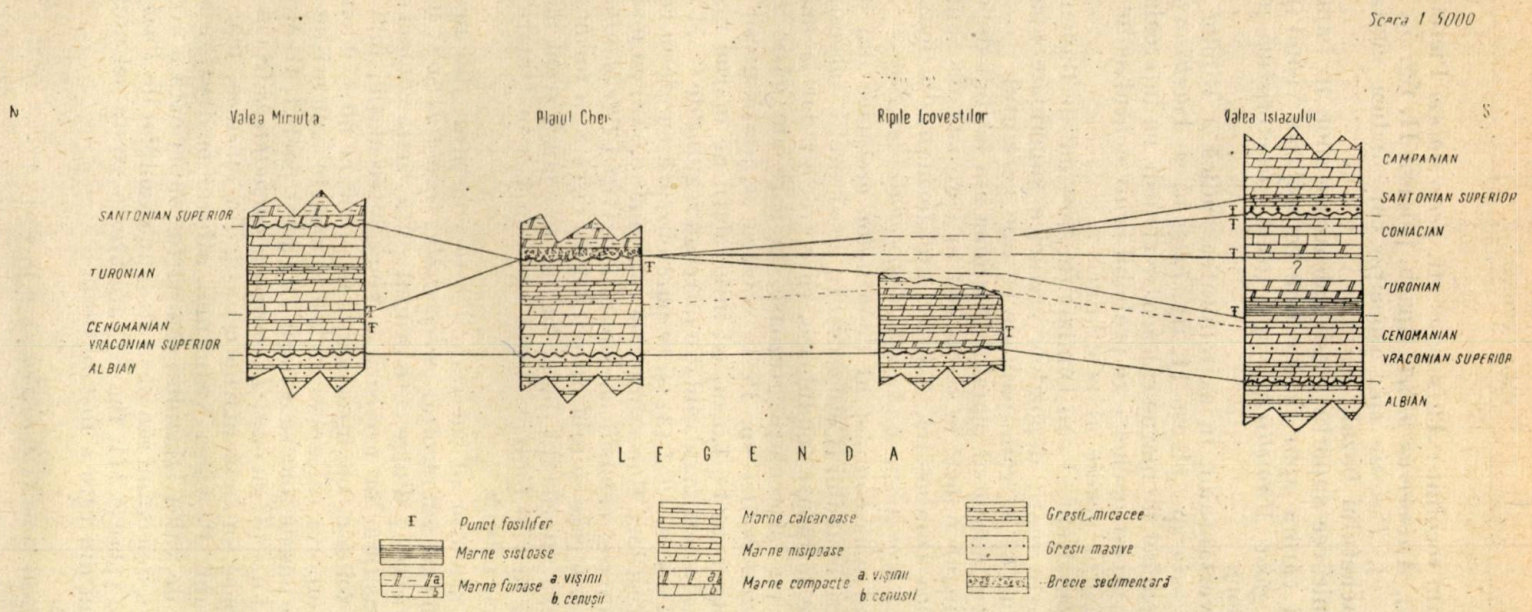


Fig. 1. — Coloane litologice ale depozitelor cretacice din dreapta văii Dîmboviţa între Stoeneşti şi Coteneşti.

de la baza lui, am recoltat : *Anisoceras* aff. *perarmatum* Pictet et Camp. [1] (planșa I, fig. 4), *Anisoceras picteti* Spath. (planșa II, fig. 5), *Hamites* sp. (planșa II, fig. 6), *Puzosia* sp., asociație care indică vîrsta vraconian superioară a pachetului bazal.

Marnele micacee suportă gresii calcaroase moi, în bancuri pînă la 1,5 m, în baza cărora apar marne fine cenușii sau vișinii (în care Gr. Popescu a găsit *Mantelliceras* sp[2]., fosilă caracteristică pentru cenomanianul inferior).

La baza versantului, în extremitatea sudică a Rîpilor Icovești lor, am recoltat *Puzosia* sp. (planșa II, fig. 7a și b) și *Aucellina gryphaeoides* Sow., dintr-un pachet de marne calcaroase cenușii, cu intercalații grezoase alterate ruginiu. Acest pachet este probabil echivalentul sudic al nivelului fosilifer din capătul nordic al profilului.

În versantul drept al văii Dîmboviței spre sud de Bădeni, din cauza alunecărilor foarte mari, depozitele cretacice superioare apar sporadic, în plaiul Doamnei și pe văile paralele ce taie versantul.

În versantul nordic al plaiului Doamnei am întîlnit depozite vraconiene într-un singur punct, la circa 500 m spre sud de confluența văii Islazului cu valea Dîmboviței. Acestea sînt formate din marne grezoase fin micacee cu *Puzosia* sp. și *Aucellina gryphaeoides* Sow.

Profilul cel mai complet al depozitelor cretacice din acest sector este dat de valea Izlazului (Cotenești). În acest profil, succesiunea începe cu marne foarte nisipoase, noduloase, care trec gradat la marne cenușii puțin micacee, cu intercalații grezoase, în care am găsit *Puzosia* sp., *Lechites* sp., *Parahibolites* sp. Peste acestea se așază gresii moi foarte micacee, în bancuri de 1—1,5 m, cu intercalații de marne nisipoase ; ele au fost semnalate în cenomanianul din întreaga regiune de G. Murgeanu și D. Patrulius în 1957 (3) (și se paralelizează cu gresia cenomaniană de la Rîpile Icovești lor). Succesiunea se continuă (0,5 m) cu marne micacee fin grezoase, șistoase, cenușii, cu amoniți striviți (*Tetragonites* sp.) și cu solzi de pești, peste care se află un pachet de circa 8 m format din marne grezoase subțiri în alternanță deasă cu marne cenușii și cu marne vișinii. Acestea suportă marne foioase vișinii care, în cea mai mare parte, sînt mascate de o pornitură.

Termenul următor al succesiunii este constituit din marne cenușii cu inocerami, din care am recoltat : *Inoceramus involutus* Sow. și *Inoceramus* sp. (aff. *I. cuvieri* Sow.), dintre care primul arată vîrsta coniacian inferioară a marnelor. Deasupra lor urmează o nouă intercalație, mai subțire, de marne violacee foioase, cu intercalații de pînă la 60—70 cm de marne compacte, care suportă calcare marnoase cenușii în bancuri de 20—30 cm, cu intercalații de marne foioase cenușii. Din acest pachet, G. Murgeanu și D. Patrulius (3) au citat *Inoceramus carpathicus* (Simionescu). Calcarele marnoase suportă marne cenușii, fin micacee, mai puțin compacte, cu inocerami. Pe valea Neamțului, afluent pe dreapta al văii Dîmboviței, la nord de valea Izlazului, din partea superioară a acestor marne am recoltat cîțiva inocerami rău păstrați și un exemplar de *Pachydesmoceras linderi* de Gross. (planșa III, fig. 8) care atestă vîrsta cel mult coniacian medie a nivelului din care a fost recoltat.

[1—2] Forme citate și de G. Murgeanu și D. Patrulius (1957).

Grosimea depozitelor coniacian inferioare și medii, de la marnele cu *Inoceramus involutus* pînă la cele cu *Pachydesmoceras linderi*, este de circa 40 m.

În continuitate aparentă cu depozitele descrise pînă aici apar gresii glauconitice roșii și cenușii care pot fi urmărite de la sud de valea Izlazului pînă în apropiere (sud-vest) de Rîpile Icoveștilor. Aceste gresii conțin echinide (planșa III, fig. 10a, b, c), dinți de selacieni, lamelibranhiate, dintre care primele au fost semnalate în literatura geologică începînd încă de la sfîrșitul secolului trecut (7). Pe baza formei *Micraster rostratus* Mant., în Ghidul excursiilor (8) vîrsta lor a fost stabilită la santonian superior — campanian inferior.

Ținînd seama de faptul că între nivelul din care am recoltat *Pachydesmoceras linderi* și baza gresiilor glauconitice santonian superioare se află numai 2—3 m de depozite, în timp ce grosimea depozitelor coniacian inferioare și medii, pînă la acest nivel, atinge circa 40 m (în condiții în care aspectul lor litologic se menține destul de constant), devine evidentă o întrerupere de sedimentare în această zonă, în intervalul coniacian superior — santonian mediu. Această discontinuitate pare să caracterizeze întreaga regiune : spre sud, la Lăicăi, în baza complexului marnelor nisipoase policolore (1) a fost semnalată de G. Murgeanu, D. Patrulius, L. Contescu, D. Jipa, N. Mihăilescu și N. Panin în 1963 (4), o întrerupere de sedimentare care se instalează la nivelul turonianului superior și continuă pînă în coniacianul superior ; iar spre nord depunerea senonianului superior începe și mai tîrziu decît la Cotenești, întrucît în breciile din baza marnelor roșii din plaiul Cheii, care stau peste marnele cu *Lechites*, am găsit blocuri remaniate din gresiile glauconitice roșii.

Deasupra gresiilor glauconitice apar marne roșii și cenușii, atribuite în literatura geologică (3), (8), campanianului și maestrichtianului.

Față de datele cunoscute pînă acum din literatură, formele fosile colectate din cele 4 sectoare menționate permit și unele precizări de ordin stratigrafic, cu privire la succesiunea și corelarea depozitelor cretacice superioare. Astfel, ele indică existența vraconianului superior și cenomanianului, fosilifere, în plaiul Cheii și pe versantul nordic al acestuia, unde litologia depozitelor este întrucîtva diferită față de coloana litologică de ansamblu a cretacicului superior din regiune. De asemenea, ele evidențiază existența unei întreruperi în sedimentare în cretacicul superior, care se instalează la nivelul coniacian superior — santonian mediu în sudul regiunii și la nivelul cenomanian superior sau turonian — santonian superior în nord. Această întrerupere în sedimentare se situează în baza gresiilor glauconitice roșii și cenușii de la Cotenești (valea Izlazului — valea Neamțului — Poarta Muscelului) și în baza marnelor roșii cu intercalații de brecii sedimentare de la nord-vest de Stoenești (plaiul Cheii și valea Miriuța).

BIBLIOGRAFIE

1. Contescu L. și Mihăilescu N., *Observații sedimentologice asupra depozitelor Cretacicului superior din valea Dobriței* (Bazinul văii Dîmboviței), Stud. cerc. geol., 1961, **VI**, *1*.
2. Murgeanu G., *Formarea depresiunii Cîmpulung*, Com. Acad. R.P.R. 1951, **I**, *11—12*.

3. Murgeanu G. şi Patrulius D., *Cretacicul superior de pe marginea Leaotei şi vîrsta conglomeratelor de Bucegi*, Bul. şt. al Acad. R.P.R., 1957, **II**, *1*.
4. Murgeanu G., Patrulius D., Contescu L., Jipa D., Mihăilescu N. şi Panin N., *Stratigrafia şi sedimentogeneza terenurilor cretacice din partea internă a curburii Carpaţilor*, Asoc. geol. Carp.-Balc., Cong. V, 1961, Com. şt. Secţia Stratigrafie, 1963, **III**, *2*.
5. Popescu-Voiteşti I., *Contribuţiuni la studiul geologic şi paleontologic al regiunii muscelelor dintre rîurile Dîmboviţa şi Olt*, An. Inst. geol. rom., 1908, **II**.
6. Popovici-Haţeg V., *Étude géologique des environs de Cîmpulung et de Sinaïa*, Thèse, Paris, 1898.
7. Ştefănescu Gr., *Relaţiune sumară de lucrările Biroului Geologic în campania anului 1884*, An. Bir. Geol., 1885, **II**, *1*.
8. * * * *Ghidul excursiilor* (B — Carpaţii Orientali), Congr. V Asoc. Geol. Carp. Balc., 1961.

Institutul de geologie şi geografie
al Academiei Republicii Socialiste România.

Primit în redacţie la 29 aprilie 1966.

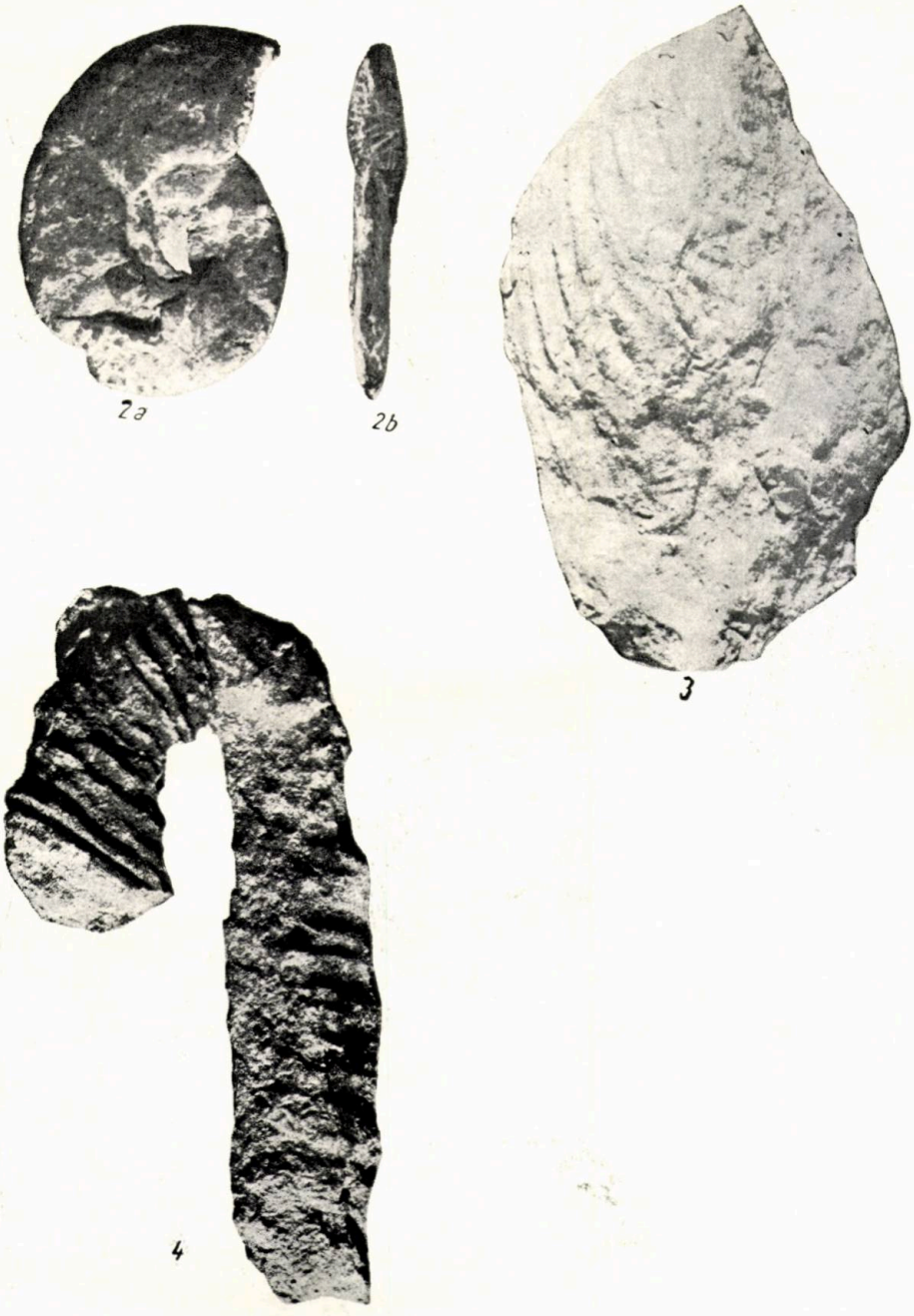


Fig. 2 a, 2 b. — *Puzosia compressa* Kossmat (× 1), malul stîng al văii Miriuța, din marne calcaroase compacte.

Fig. 3. — *Inoceramus* aff. *Iabiatus* Schlot. (× 1), malul drept al văii Miriuța, din marne calcaroase cenușii.

Fig. 4. — *Anisoceras* aff. *perarmatum* Pictet et Camp. (× 1), nord-vest de Rîpile Icovești-lor, din marne șistoase micacee.

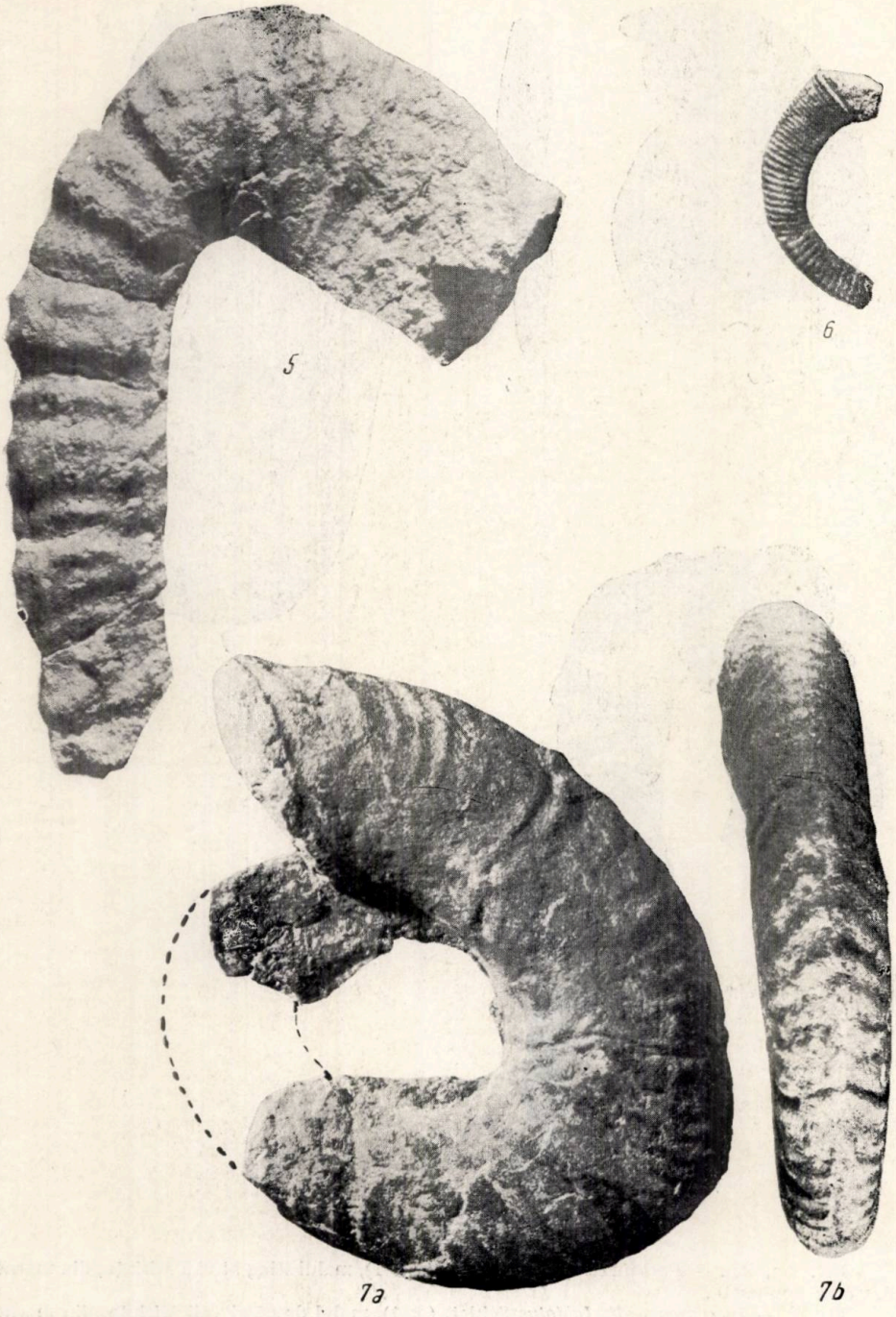
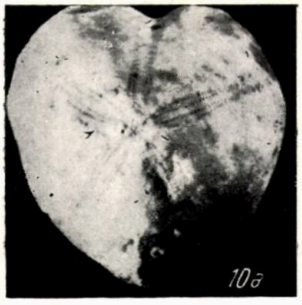
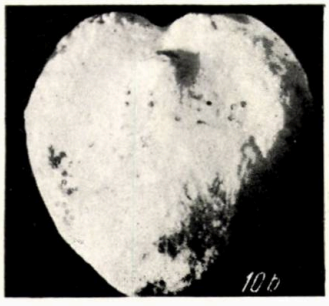


Fig. 5. — *Anisoceras picteti* Spath. (× 1), nord-vest de Ripile Icoveştilor, din marne şistoase micacee.

Fig. 6. — *Hamites* sp. (× 1), nord-vest de Ripile Icoveştilor, din marne şistoase micacee.

Fig. 7 a, 7 b. — *Puzosia* sp. (× 1), Ripile Icoveştilor, din marne calcaroase cenuşii.





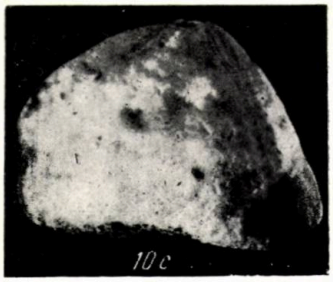


Fig. 8. — *Pachydesmoceras linderi* de Gross (× 1), valea Neamțului (Bădeni), din marne cenușii fin micacee.

Fig. 9. — *Inoceramus involutus* Sow. (× 1), Valea Izlazului (Cotenești), din marne cenușii cu inocerami.

Fig. 10 a, 10 b, 10 c. — *Micraster* sp. (× 1), Poarta Muscelului, din gresie roșie glauconitică.

STRUCTURA TECTONICĂ A PĂRȚII DE SUD A ZONEI CRISTALINO-MEZOZOICE DIN CARPAȚII ORIENTALI

DE

MIRCEA MUREȘAN

55 (05)

Partea sudică a zonei cristalino-mezozoice este alcătuită din mai multe pînze de șariaj (de ordinul II) suprapuse : pînza seriei epimetamorfice de Fundul Moldovei, pînza seriei mezometamorfice a gnaiselor de Rarău și pînza Hăghimașului. Se fac unele considerații asupra extinderii acestor unități tectonice înspre părțile nordice ale zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali.

Partea sudică a zonei cristalino-mezozoice (la sud de vîrful Grințieșu Mare) (fig. 1) este alcătuită dintr-o serie epimetamorfică (de Fundul Moldovei) și o seria mezometamorfică (a gnaiselor de Rarău). În zona cercetată, serie epimetamorfică de Fundul Moldovei, alcătuită din roci terigene (șisturi sericito-cloritoase ± cuarțoase, cuarțite negre, șisturi sericito-grafitoase, șisturi biotitice-cuarțitice), roci tufogene (predominant metatufuri acide-porfirogene și subordonat metatufuri bazice) și roci carbonatice (calcare și dolomite), suportă depozitele transgresive mezozoice (triasic inferior și mediu ; callovian — oxfordian — kimmeridgian — titonic-neocomian) care constituie în principal o fișie îngustă în prelungirea crestei cristaline a Dămucului. Formațiunile cristaline epimetamorfice și depozitele mezozoice menționate sînt șariate în est, peste zona flișului cretacic iar în vest (Tomești) (D. Patrulius, E. Popa, I. Popescu, 1965) peste pînza de Mestecăniș (formațiuni epimetamorfice și mezozoice — vezi nota 1), constituind pînza seriei epimetamorfice de Fundul Moldovei, cu fruntea marcată de „linia centrală" (1).

Peste pînza menționată se dispune pînza seriei mezometamorfice a gnaiselor de Rarău. La alcătuirea acestei unități tectonice iau parte

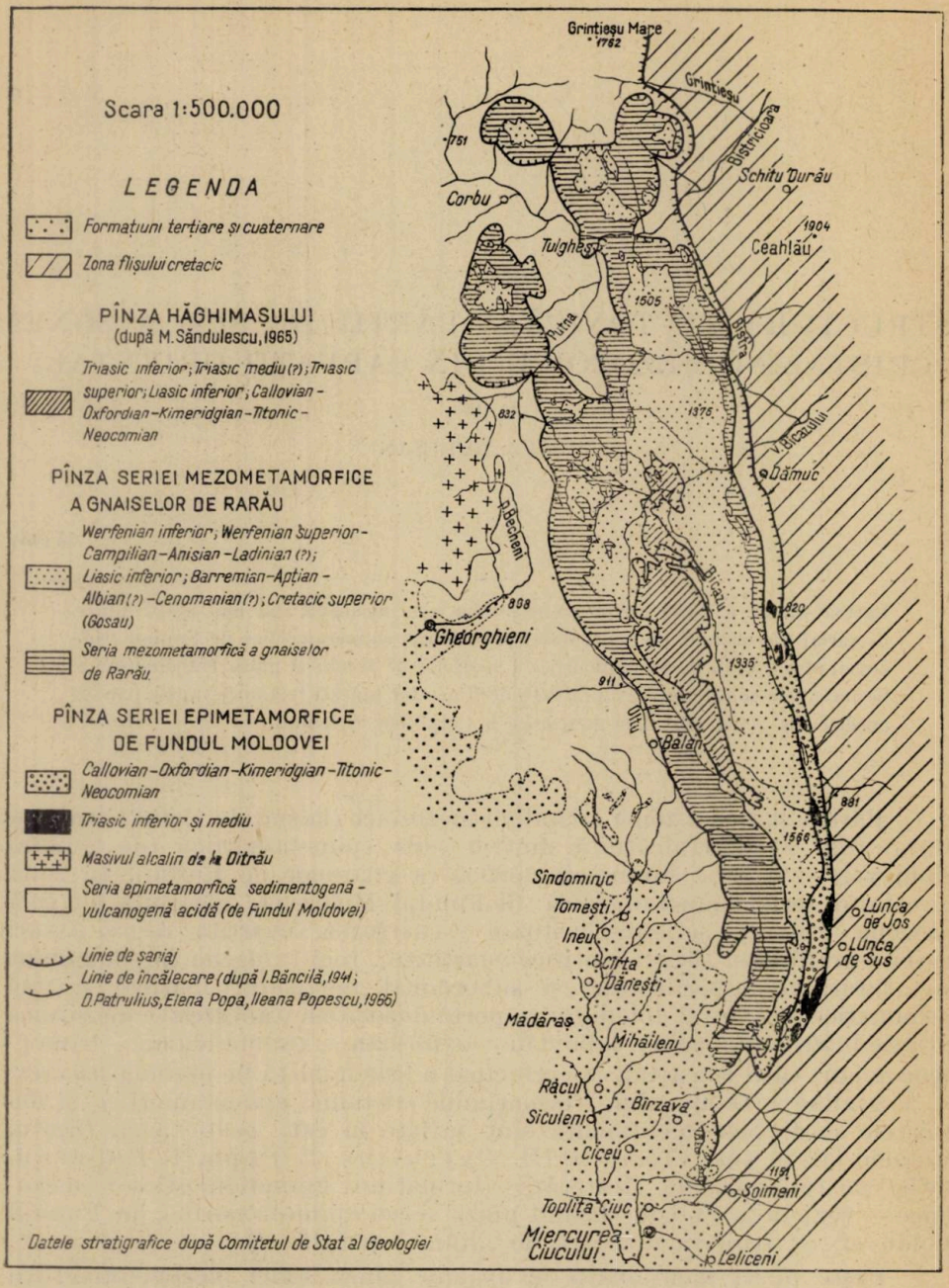


Fig. 1. — Unităţile tectonice principale ale părţii de sud a zonei cristalino-mezozoice din Carpaţii Orientali (linia centrală la sud de creasta Dămucului a fost trasată după M. Săndulescu (nota 2 şi după D. Patrulius, Elena Popa şi Ileana Popescu (Rap. Geol. în zona Hăghimaş—Tomeşti; Arh. Com. de Stat al Geologiei, 1965).

seria mezometamorfică a gnaiselor de Rarău (micașisturi, paragnaise, amfibolite, migmatite; acestea din urmă sînt rocile tipice ale seriei și sînt reprezentate mai ales prin migmatite metablastice — gnaisele de Rarău) și depozitele sedimentare transgresive mezozoice ale sinclinalului Hăghimașului (werfenian inferior; werfenian superior — campilian — anisian — ladinian; liasic inferior; barremian — apțian — albian — cenomanian; cretacic superior). Actualmente în regiune din această pînză s-a păstrat un mare petic de acoperire care se întinde pe circa 60 km lungime, de la Șoimeni — Delnița (la sud) pînă la sud de vîrful Grențieșul Mare, a cărei lățime maximă este cunoscută la paralela Dămucului (circa 12 km). Conturul cartografic în partea nordică a acestui petec este puternic festonat, încît în zona Corbu — Tulgheș apare o semifereastră tectonică de peste 10 km lungime și 3—4 km lățime (semifereastra Tulgheș). Șisturile mezometamorfice de la baza pînzei sînt puternic milonitizate și diaftorizate, actualmente avînd adesea aspectul unor roci pseudoepimetamorfice. În extremitatea nordică a peticului (în zona Tulgheș — pîrîul Primătarului), existența unor relații anormale între formațiunile mezometamorfice și cele epimetamorfice (întrevăzute de Th. Kräutner (3)) au fost demonstrate prin lucrări miniere și de foraj (C. Ciser, I. Trăilă), Pînza seriei mezometamorfice a gnaiselor de Rarău reapare mai la nord de regiunea noastră, începînd din culmea Tarniței spre nord pînă în zona Lucina (fig. 2). Aici, peste seria mezometamorfică a gnaiselor de Rarău (separată ca o unitate tectonică de I. Bercia și colab.)[1] se dispun de asemenea transgresiv depozite mezozoice, aparținînd sinclinalului marginal extern al Rarăului (werfenian; anisian — ladinian; carnian-norian; dogger; callovian — oxfordian; kimmeridgian — titonic — neocomian; barremian — apțian — albian). În această zonă, pînza seriei gnaiselor de Rarău, depășind în mare parte pînza seriei epimetamorfice de Fundul Moldovei, ajunge să fie șariată, în partea estică, direct peste depozitele flișului cretacic.

Indicații asupra existenței unor petice de acoperire rămase din marea pînză a seriei mezometamorfice a gnaiselor de Rarău mai există în Munții Rodnei și în Munții Maramureșului. Întrucît cele mai tinere depozite ale pînzei gnaiselor de Rarău aparțin cretacicului superior (care apare în Muntele Beneș, la SV de Tulgheș (1)) este posibil ca formarea acestei pînze de forfecare (analogă probabil pînzei getice din Carpații Meridionali) să fie legată de mișcările laramice (cu sensul de împingere de la vest către est).

Peste unitatea tectonică descrisă, în regiune, se dispune pînza Hăghimașului (pusă în evidență de M. Săndulescu)[2] în alcătuirea căreia intră numai formațiuni sedimentare mezozoice (triasic inferior; triasic mediu; triasic superior; liasic inferior; callovian — oxfordian — kimmeridgian — titonic — neocomian). În cadrul sinclinalului marginal extern al Rarăului (ale cărui depozite mezozoice autohtone aparțin pînzei

[1] Bercia I., Bercia Elvira, Kräutner H., Kräutner Florentina și Mureșan M., *Unitățile tectonice, structura și stratigrafia formațiunilor metamorfice din zona cristalino-mezozoică a Munților Bistriței (Carpații Orientali)*, Dări de seamă, Com. Geol., LIII, *1* (1965—1966), București (sub tipar).

[2] Săndulescu M., *Probleme tectonice ale sinclinalului Hăghimaș*, Dări de seamă, Com. Geol., LIII, *3* (1965—1966), București (sub tipar).

gnaiselor de Rarău) sînt indicii (4) asupra existenței unui șariaj sub forma unor petice de acoperire, constituite din triasic (werfenian — anisian, — ladinian — carnian — norian; liasic; dogger; urgonian. Acestea ar putea reprezenta resturi (cruțate de eroziune) din pînza Hăghimașului.

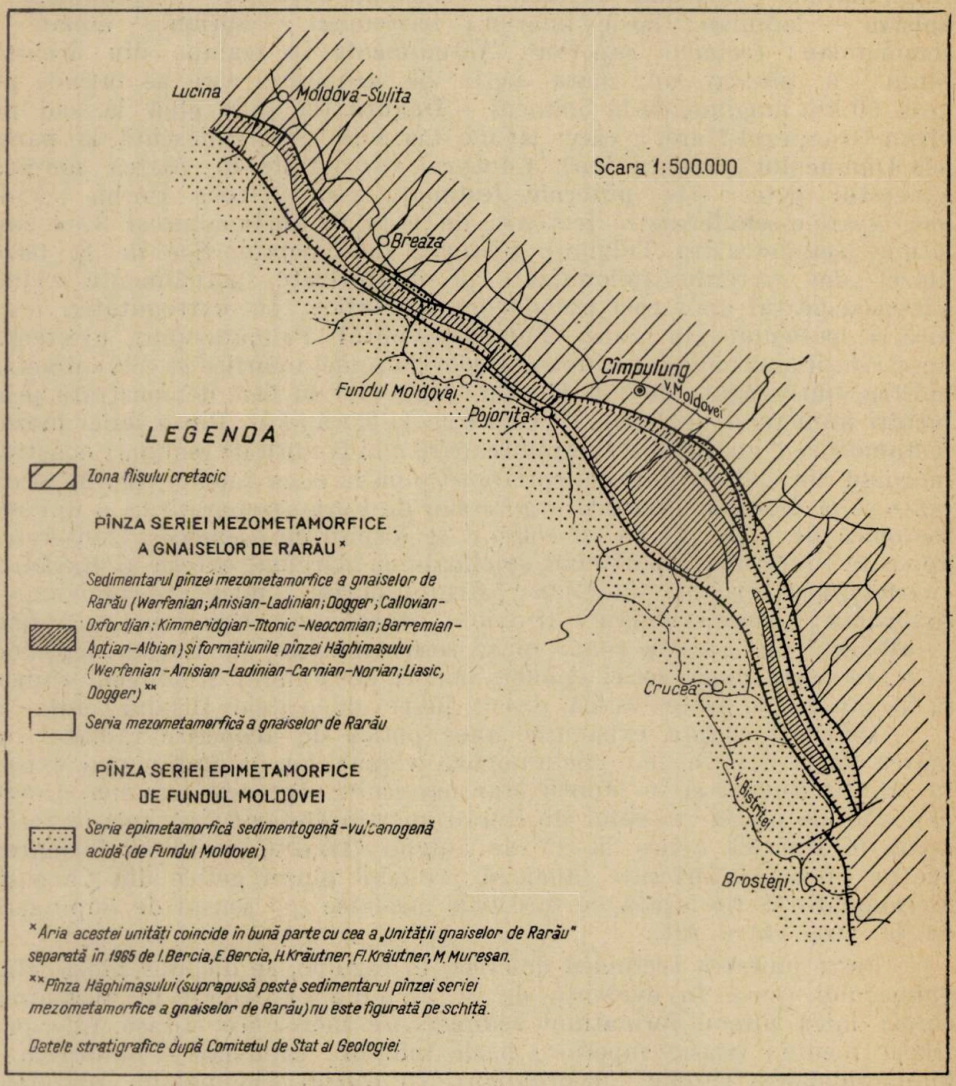


Fig. 2. — Pînza seriei mezometamorfice a gnaiselor de Rarău, în Munții Bistriței (Carpații Orientali).

Din cele expuse rezultă că zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali este alcătuită din pînze alpine (de ordinul II — de forfecare) suprapuse (care constituie „sistemul pînzelor central-carpatice"), ceea ce constituie o caracteristică tectonică principală a acestei unități.

Acest sistem de pînze alpine a fost apoi șariat în ansamblu peste zona flișului cretacic. Menționăm că M. Dessila Codarcea (1966) consideră că seria gnaiselor de Rarău reprezintă o pînză de șariaj prealpină.

BIBLIOGRAFIE

1. Atanasiu I., *Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheșului*, An. Inst. Geol. Rom., 1928, **XIII**.
2. Băncilă I., *Geologia Carpaților Orientali*, București, 1958.
3. Kräutner Th., *Das Kristalline Massiv von Rodna (Ostkarpaten)*, An. Inst. Geol. Rom., 1938, **XIX**.
4. Mutihac V., *Probleme de stratigrafie și tectonică în sinclinalul Rarău (Carpații orientali)*, St. și cerc. de geol. geof., geogr., Seria Geologie, 1966, **XI**, *2*.
5. Uhlig V., *Über die Tektonik der Karpaten*, Viena, 1907.

Institutul Geologic al Comitetului de Stat al Geologiei

Primit în redacție la 8 decembrie 1966

TRATATUL ASUPRA PALEONTOLOGIEI NEVERTEBRATELOR, volumul *H. Brachiopoda* (Treatise on Invertebrate Paleontology, Part. *H. Brachiopoda*), The Geological Soc. of Am. and the University of Kansas Pres, 1965.

În anul 1965 a apărut volumul *H. Brachiopoda* al Tratatului asupra paleontologiei nevertebratelor sub îngrijirea prof. Raymond Moore de la Universitatea din Kansas.

Prezentată la un înalt nivel științific, partea din tratat care face obiectul acestei recenzii reușește să grupeze cele mai autorizate păreri asupra anatomiei, morfologiei, ecologiei, filogeniei și sistematicii brahiopodelor fosile și actuale. La realizarea acestui volum a colaborat un număr mare de specialiști din America, Europa, Asia și a fost utilizat materialul de colecție pus la dispoziție de numeroase muzee și institute științifice din toată lumea.

Colaboratorii direcți în elaborarea părții *H. Brachiopoda* sînt: Alwyn Williams (Universitatea din Belfast); A. J. Rowell (Universitatea din Nottingham); H. M. Muir-Wood (British Museum); Charles W. Pitrat (California Institute of Technology); Herta Schmidt (Senckenbergische Naturforschende Gésellschaft-Frankfurt); F. G. Stehli (Western Reserve University); D. V. Aeger (Universitatea din Londra); A. D. Wright (Universitatea din Belfast); G. F. Elliot (Iraq Petroleum Company); T. W. Amsden (Oklahoma Geological Survey); M. J. S. Rudwick (Universitatea din Cambridge); Kotora Hatai (Universitatea Tohoku); Gertruda Biernat (Polska Akademia Nauk); D. J. Mc Laren (Geological Survey of Canada); A. J. Boucot (California Institute of Technology); J. G. Johnson (California Institute of Technology); R. D. Stanton (Museum of Comparative Zoology, de la Harvard College); R. E. Grant (U. S. Geological Survey) și H. M. Jope (Universitatea din Belfast).

Lucrarea a fost tipărită în două volume care însumează, în afară de prefață, 927 de pagini, cu o bogată ilustrare grafică (746 de figuri cuprinzînd grafice, detalii morfologice și planșe cu speciile tip ale genurilor).

Redactarea materialului a fost făcută în 10 capitole: introducere, anatomia brahiopodelor, morfologia, compoziția cochiliei, evoluția și filogenia, ecologia și paleoecologia, clasificarea, distribuția stratigrafică, tehnica de preparare și descrierile sistematice ale brahiopodelor. Fiecare capitol este urmat de o bibliografie cuprinzătoare, cu cele mai importante lucrări privind subiectul discutat.

În capitolul introductiv, Alwyn Williams oferă o prezentare succintă a morfologiei brahiopodelor, a numărului de genuri fosile și actuale, a istoricului descoperirii lor și dezvoltării cunoștințelor despre ele. De asemenea, este arătată pe scurt succesiunea criteriilor care au stat la baza clasificării brahiopodelor și este prezentată, în linii cu totul generale, clasificarea adoptată în tratat.

St. și cerc. de geol., geof. și geogr., Seria geologie, t. 12, nr. 1, p. 249–251, București, 1967

Anatomia brahiopodelor este tratată pe larg de Alwyn Williams și A. J. Rowell. Capitolul cuprinde prezentarea caracterelor anatomice ale organismului brahiopodelor, insistîndu-se asupra morfologiei diferitelor organe, studiate comparativ, ale brahiopodelor articulate și nearticulate. Astfel, este descrisă morfologia mantalei, a pedunculului, tractusului alimentar, sistemului circulator, nervos, de reproducere, excretor, a coelomului, cavității corpului, musculaturii, arătîndu-se variația lor la diferite grupe de brahiopode. Lofoforul este studiat pe larg din punct de vedere morfologic și ontogenetic.

Autorii consacră un subcapitol aparte modului de înmulțire și dezvoltare a brahiopodelor actuale, insistîndu-se în special asupra dezvoltării embrionare a acestora. Capitolul se încheie cu prezentarea cunoștințelor actuale asupra longevității brahiopodelor.

Datele anatomice prezentate sînt ilustrate amplu prin desene reproduse după lucrările cele mai autorizate asupra acestui subiect.

Morfologia brahiopodelor este prezentată de Alwyn Williams și A. J. Rowell în subcapitole care se ocupă de forma și structura cochiliei, ornamentație, modul de articulare, aparatul brahial, impresiunile musculare și ale canalelor mantale. Caracterele morfologice sînt ilustrate prin secțiuni histologice și schițe; anumite caractere, cum sînt: natura și originea striurilor concentrice și oblice, tipurile mai importante de ornamentație radială etc., sînt ilustrate prin diagrame.

În încheierea capitolului, autorii au inserat un index al termenilor morfologici folosiți în descrierea cochiliilor de brahiopode, împreună cu definițiile anatomice necesare pentru înțelegerea morfologiei lor.

Compoziția cochiliei brahiopodelor. Pornind de la studiul chimic amănunțit al diferitelor grupe de brahiopode, H. M. Jope arată că relația dintre procesele fundamentale metabolice și biochimice și creșterea cochiliei poate determina variații specifice în compoziția exoscheletului, variațiile putînd fi utilizate la clasificarea rațională a brahiopodelor, ca și a altor grupe de nevertebrate. Tratatul oferă prezentarea sistematică și amănunțită a acestor variații în subcapitole asupra conținutului în substanțe anorganice, naturii conținutului organic al cochiliei și componenților organici ai brahiopodelor fosile.

Evoluția și filogenia. În acest capitol, Alwyn Williams și A. J. Rowell prezintă variația caracterelor morfologice interne și externe, precum și variațiile în structura cochiliei la diferite grupe de brahiopode în decursul timpului geologic și, pe această bază, prezintă înrudirile și deosebirile dintre aceste grupe. De asemenea, în măsura în care sînt cunoscute, sînt luate în discuție și informațiile ontogenetice. Capitolul este ilustrat prin grafice care prezintă studiul comparativ al caracterelor morfologice și prin reprezentări diagramatice asupra frecvenței genurilor în timpul geologic, asupra înrudirilor și tendințelor de evoluție a familiilor de brahiopode.

În funcție de caracterele amintite, în cadrul phyllumului sînt deosebite 5 grupe, fiecare dintre acestea incluzînd ordine legate printr-un număr de caractere comune. În aceste grupe pot fi încadrați toți membrii phyllumului, cu excepția ramurilor *Kutorginida*, *Dictyonellidina* și *Thecideidina*, ale căror afinități filogenetice nu au fost încă precizate.

Ecologia și paleoecologia. După o scurtă introducere privind gradul actual al cunoștințelor despre ecologia brahiopodelor, M. J. S. Rudwick discută sistematic modificările în morfologia acestora în funcție de relațiile lor cu substratul și arată importanța ecologică a mecanismelor senzoriale și de protecție, a organelor de alimentație și digestie, de respirație, circulație, excreție și reproducție.

Problemele de ecologie propriu-zisă: structura populațiilor (referindu-se la raportul dintre exemplarele tinere și adulte în cadrul populațiilor actuale și fosile), relațiile biotice (în legătură cu prădătorii brahiopodelor și încadrarea lor în biocenoze), factorii anorganici ai mediului (salinitate, oxigenarea apei, temperatură, adîncime, gradul de tulburare a apei etc.), sînt discutate pe larg în cadrul unor subcapitole.

Clasificarea brahiopodelor, redactată de Alwyn Williams și A. J. Rowell, cuprinde o prezentare critică detaliată a istoricului clasificării brahiopodelor și a criteriilor care au stat la baza acesteia în trecut. Autorii arată oportunitatea alcătuirii clasificării pornind de la gen ca unitate de bază și avînd ca măsură paleontologică a afinității comparația morfologică. Criteriile clasificării adoptate în tratat se bazează, de altfel, pe compararea morfologică continuă a genurilor, subfamiliilor, familiilor etc., astfel că fiecare unitate sistematică cuprinsă în ierarhie este tipizată de un număr de combinații de trăsături, care pot fi raportate în comun de membrii săi. Prin prezentarea în paralel a acestei clasificări cu alte clasificări mai recente ale brahiopodelor, bazate pe aceleași criterii (în special cu cea din *Osnovi Paleontologii*), au fost scoase în evidență modificările introduse față de acestea din urmă.

Clasificarea adoptată se datorește muncii în comun a numeroși autori și cuprinde circa 1 700 de genuri, grupate în 232 de subfamilii, 202 familii, 48 de superfamilii, 20 de subordine și 11 ordine. Dintre unitățile sistematice supragenerice, o cincime sînt noi.

Capitolul este încheiat de schița clasificării, în care sînt prezentate clasele, ordinele, subordinele, familiile, împreună cu repartiția lor stratigrafică și cu indicarea autorilor care s-au ocupat de descrierea brahiopodelor pe grupe sistematice.

Distribuția stratigrafică. Alwyn Williams, autorul acestui capitol, face un studiu al importanței brahiopodelor ca parte a faunei bentonice în decursul timpului geologic. Este arătată corelația dintre frecvența și diversitatea numărului de genuri și schimbarea faciesurilor în timp. În mai multe grafice se arată sugestiv variația numărului de genuri, superfamilii, subordine și ordine în diferite perioade geologice. De asemenea este arătată distribuția în scara stratigrafică a fiecărui taxon din phyllumul *Brachiopoda*.

Tehnica de preparare a brahiopodelor fosile și actuale. În funcție de modul de păstrare, de compoziția cochiliei, de roca în care se află fosilele, pentru evidențierea caracterelor morfologice interne și externe, Alwyn Williams prezintă diferite metode de detașare și preparare a brahiopodelor.

Descrierea sistematică. Capitolul, redactat de D. V. Aeger, T. W. Amsden, Gertruda Biernat, A. J. Boucot, G. F. Elliot, R. E. Grant, Kotora Hatai, J. G. Johnson, D. J. Mc Laren, H. M. Muir-Wood, Charles W. Pitrat, A. J. Rowell, Herta Schmidt, R. D. Stanton, F. G. Stehli, Alwyn Williams și A. D. Wright, cuprinde descrierea metodică a phyllumului *Brachiopoda*, începînd cu caracterele de phyllum, apoi de clasă, ordin, superfamilie, familie, subfamilie, gen. La fiecare unitate taxonomică este prezentată critic și succint sinonimia acesteia, sînt descrise și ilustrate caracterele morfologice de bază pentru sublinierea individualității sale în cadrul clasificării. Diagnozele de gen sînt însoțite de cel puțin o reproducere fotografică sau de un desen al speciei tip. În final, se obține un tablou omogen al taxonomiei brahiopodelor în conformitate cu regulile internaționale cuprinse în Codul de nomenclatură zoologică (1961).

Subliniem că, datorită numărului mare de autori ai acestui capitol, documentarea a putut fi făcută în condiții optime, prin studiul exemplarelor tip din diferite colecții din America și Europa. De asemenea, este remarcabil volumul documentației bibliografice (904 lucrări) al acestui capitol, cuprinzînd lucrări asupra brahiopodelor de la cele mai vechi pînă la cele mai recente.

Astfel, volumul *H. Brachiopoda* al Tratatului asupra paleontologiei nevertebratelor ne apare ca cea mai documentată lucrare de sinteză cu privire la brahiopode editată pînă acum, o lucrare foarte utilă în studiile paleontologice și stratigrafice.

EMIL AVRAM
Institutul de geologie și geografie
al Academiei Republicii Socialiste România

Primită în redacție la 28 noiembrie 1966.

NATURE STATISTIQUE DES DISTRIBUTIONS ASYMTÉRIQUES EN GÉOCHIMIE

par

V. IANOVICI et AL. DIMITRIU

On fait la critique du modèle de distribution multinormale proposé par L. H. Ahrens (1) en lui objectant son caractère mathématique formel. Parmi les observations mentionnées, celle qui s'impose particulièrement concerne la rigidité de la valeur de fragmentation pour une distribution donnée, correspondant à un changement brusquement intervenu dans le mode de variation du contenu des éléments chimiques dans les systèmes géochimiques.

En mettant à contribution toute une série de données, surtout d'ordre théorique, les auteurs démontrent le potentiel applicatif, en géochimie, du modèle de distribution associée (16, 18). On fait ressortir que la participation de plusieurs collectivités d'une variable normalement distribuée peut engendrer non seulement des distributions multimodales, mais encore des distributions asymétriques positives aussi bien que négatives et même des distributions symétriques — ce qui constitue un argument en faveur de l'importance qu'il faut accorder á la recherche de l'hétérogénéité avant de procéder à la détermination de la loi de distribution. Sous ce rapport, les méthodes graphiques (5, 10) offrent une solution non satisfaisante, de sorte qu'il devient nécessaire de faire appel aux méthodes numériques.

ÉTUDE DES PROCESSUS DE DÉFORMATION PLASTIQUE DES SCHISTES VERTS DE LA DOBROGEA CENTRALE

par

V. IANOVICI, C. IONESCU, V. IGNAT et VENERA CODARCEA

L'étude des processus d'écoulement plastique qui ont affecté les schistes verts de la Dobrogea centrale, a été facilitée par le fait que le métamorphisme régional primitif n'avait pas complètement effacé les caractères initiaux des roches, de sorte qu'il a été possible de surprendre les résultats de la superposition des éléments appartenant aux nouveaux processus — à savoir : clivages d'écoulement, schistosités d'écoulement, microplis d'entraînement, rubanages de clivages, textures linéaires, etc. au-dessus d'éléments anciens, sédimentaires.

En Dobrogea centrale les schistes verts constituent une série de plis dont la direction axiale oscille entre N 50° W et E — W. Parallèlement aux axes des structures majeures, on rencontre dans les schistes verts, à échelle régionale, des clivages d'écoulement. En me-

surant la position des clivages d'écoulement, des stratifications initiales, de l'orientation des granules se trouvant dans les blastopsammites et des galets se trouvant dans les lentilles intraformationnelles de blastopséphites dans les schites verts, on a qu constater que, par suite des processus d'écoulement de la roche, les granules de quartz et de feldspath et les galets moux pélitiques se sont déformés plastiquement en ellipsoïdes dont les axes longs et intermédiaires sont parallèles et dont les clivages d'écoulement et les petits axes sont perpendiculaires sur le clivage. Par suite des mesurements d'axes effectués pour un certain nombre de granules de quartz se trouvant dans les blastopsammites et d'un calcul de leur déformation en ellipsoïdes, on est arrivé à la conclusion que la masse des schistes verts s'est allongée en direction des clivages d'écoulement parallèlement au grand axe du stress et s'est comprimée perpendiculairement sur la direction des clivages ou des schistosités d'écoulement.

La différence de compétence entre les divers niveaux pétrographiques de la série des schistes verts a contribué à la formation des microplis d'entraînement, des schistosités d'écoulement et des rubanages de clivages.

A proximité du fondement mésométamorphique, dans les directions de clivages et de plan axial, par suite du glissement des niveaux compétents sur les non compétents, vers les sommets des plis, se sont formées des ondulations accentuées, aux amplitudes de l'ordre des dizaines de centimètres, autrement dit des microplis d'entraînement. Les microplis d'entraînement sont bien développés et assez fréquents dans le bassin de la vallée de Baspunar et dans la zone de Ciamurlia de Sus — Altîn Tepe — Topolog — Dorobanţu.

La différence de compétence entre les divers niveaux pétrographiques de la série des schistes verts a déterminé, tout particulièrement aux approches du soubassement mésométamorphique, la formation de la schistosité d'écoulement dans les niveaux incompétents et surtout dans les pélites. Dans les niveaux compétents, psammitiques, les processus de déformation sont restés au stade de clivages d'écoulement.

Très répandues dans la série des schistes verts sont les rubanages de clivage, qui sont mis en évidence par l'alternance de bandeaux de minéraux lamellaires du type du séricite et du chlorite avec des bandeaux de minéraux granulaires du type du feldspath et du quartz dans le plan des schistosités ou des clivages d'écoulement, en intersectant directionnellement la stratification.

L'étude microscopique, effectuée sur des sections orientées de schistes verts, a montré que les minéraux qui ont recristallisé à la suite de l'écoulement plastique sont développés dans le plan des clivages d'écoulement et traversant la stratification initiale sous des angles différents.

En faisant la corrélation entre l'inclination des clivages d'écoulement et les positions des stratifications initiales, on a constaté que les schistes verts constituent une série de plis majeurs, sur le fond desquels vient s'inscrire une série de plis sécondaires..

SUR LA STRATIGRAPHIE DES SCHISTES CRISTALLINS DES MONTS APUSENI

par

D. GIUŞCĂ, H. SAVU et M. BORCOŞ

Notre ouvrage présente un schéma de l'évolution et de la stratigraphie des terrains métamorphiques des Monts Apuseni.

Nous donnons un vaste aperçu sur l'évolution des conceptions portant sur la connaissance des formations métamorphiques, en rappelant que les premiers scientifiques envisageaient les

schistes cristallins comme une unité d'âge paléozoïque, voire mésozoïque, au sein de laquelle ils distinguaient des schistes cristallins mésozonaux et épizonaux. Ce n'est que plus tard que l'on y a séparé une formation carbonifère faiblement métamorphisée, constituée de conglomérats et de schistes verts. A partir de 1950 on s'est rendu compte qu'il s'agissait de formations sédimentées et métamorphisées au cours de l'évolution, qui va de l'Archaïque jusqu'au Paléozoïque, de trois géosynclinaux ayant chacun un cycle magmatique propre.

En nous étayant des relations existant entre les fonctions lithogénétiques et magmatiques des anciennes aires géosynclinales, des discordances stratigraphiques indiquant la régénération des géosynclinaux, du degré de métamorphisme des séries associées par groupes, ainsi que des discordances de métamorphisme marquées par des zones de diaphtorèse, nous avons divisé les schistes en trois grands groupes géologiques — à savoir prériphéen, riphéen superieur et paléozoïque — qui se sont formés durant l'évolution des cycles tectonomagmatiques prébaïkalien, baïkalien et hercynien (fig. 1 et 3).

Toutes les séries et les complexes de roches métamorphiques des trois groupes géologiques se rallient à une entité lithostratigraphique, qui représente le stratotype de toute l'unité. Par ordre de l'âge, voici ces unités : le cristallin de Gilău — Muntele Mare, le cristallin de Bihor et le cristallin de Highiş — Drocea.

1. Nous avons attribué au Prériphéen les formations du cristallin de Gilău — Muntele Mare, qui se sont formées au cours du cycle prébaïkalien. Ce cristallin comprend les séries de Someş, Baia de Arieş et Arada (fig. 1), constituées de paragneiss, micaschistes, calcaires et dolomies cristallines, métamorphisées dans les conditions du faciès amphibolitique, à partir de la zone à sillimanite jusqu'à la zone à almandin et affectées souvent par des phénomènes de migmatisation anatectique. Le magmatisme initial est représenté par des orthoamphibolites, celui synorogène par les granites de Mădrizeşti et Muntele Mare.

2. Le Riphéen superieur comporte les formations du cristallin de Bihor, dont la naissance se place au cours du cycle baïkalien ; nous y avons séparé les séries de Bistra, Biharia et Muncel, constituées de schistes à séricite et chlorite, de schistes et quartzites à graphite, métamorphisés dans les conditions du faciès des schistes verts. Les produits du magmatisme initial sont caractéristiques surtout pour la série de Biharia, formée en principal d'amphibolites, schistes à épidote et albite, et aussi, bien que moins souvent, de porphyroïdes et métaporphyres granitiques, alors que dans la série de Muncel ce sont les magmatites initiales acides qui présentent un large développement. Le magmatisme synorogène comporte les intrusions granitoïdes de Codru, qui, en injectant intensément les schistes cristallins, les ont métamorphisés au contact.

3. Nous avons attribué au Paléozoïque les formations faiblement métamorphisées d'âge carbonifère, voire plus ancien encore, du cristallin de Highiş — Drocea, formées au cours du cycle hercynien. Il comprend les séries de Păiuşeni et d'Arieşeni, constituées de métaconglomérats, métaquartzites, phyllites et calcaires cristallins auxquels s'associent les produits du magmatisme initial représentés par des métabasaltes, métagabbros et porphyroïdes (métakératophyres). Le magmatisme synorogène et tardeorogène de ce cycle est représenté par les granites de Highiş et par les roches alcalines de Bîrzava.

Nous concluons en esquissant la disposition préférentielle des zones à mobilité maximale telle qu'elle apparaît au cours de l'évolution des trois cycles tectonomagmatiques (fig. 2), et en mettant en évidence les principaux traits caractéristiques du processus de sédimentation ainsi que ceux du magmatisme initial et synorogène se rattachant à chaque cycle.

DONNÉES NOUVELLES CONCERNANT LA STRATIGRAPHIE DES TERRAINS CRISTALLOPHYLLIENS DE ROUMANIE

par

MARCELA DESSILA – CODARCEA

L'âge des schistes cristallins a été un problème difficile à résoudre. Faute d'arguments paléontologiques on a émis différentes hypothèses. Bon nombre d'auteurs ont attribué les schistes cristallins de Roumanie au Paléozoïque, parce que, dans l'Autochtone danubien, ils supportent les calcaires dinantiens, qui comportent une faune spécifique au Carbonifère inférieur. On a, de même, avancé l'hypothèse de l'âge précambrien des formations cristallophylliennes.

L'idée que les schistes cristallins sont dus au métamorphisme des dépôts de plusieurs géosynclinaux durant des cycles tectoniques indépendants s'impose de plus en plus ces dernières années. On a établi les colonnes stratigraphiques des différents massifs cristallophylliens ainsi que l'évolution du magmatisme. Il devenait ainsi absolument nécessaire de préciser l'âge des dépôts qui par métamorphisme genérèrent les schistes cristallins. La meilleure solution de ce problème a été de dépister les traces organiques dans les séries ou les niveaux de schistes cristallins les moins affectés par le métamorphisme régional. La découverte et la détermination des spores, des restes de plantes et d'algues dans pareils dépôts a résolu, en grand, le problème de l'âge des schistes cristallins de Roumanie.

Les premières traces organiques ont été mises en évidence dans les Monts Apuseni, vù dans les phyllites de la série d'Arieşeni on a découvert des spores caractéristiques au Carbonifère inférieur. Vu le contenu microfloristique on a attribué au Protérozoïque supérieur : la série de Sibişel (Carpates méridionales centrales), une importante partie de la succession de schistes cristallins de la région de Bărnărel-Holdiţa (Carpates orientales), la formation blastodétritique du relief recouvert par les formations tertiaires de Comăneşti (SE du bassin de Transylvanie) et la formation des schistes verts (Dobrogea centrale). À raison des mêmes critériums on a confirmé l'âge paléozoïque inférieur d'une partie de la succession épimétamorphique du massif de Poiana Ruscăi (secteur de Roşcani-Veţel et vallée de la Cerna-Ghelar) ainsi que la succession de schistes faiblement métamorphisés de la partie septentrionale du massif de Retezat, appartenant à la série de Tulişa (Autochtone danubien). Particulièrement importante a été l'identification d'une association de spores caractéristique au Carbonifère inférieur dans l'aire de développement des séries épimétamorphiques ; ainsi au Protérozoïque supérieur se rattachent : la série d'Arieşeni (Monts Apuseni), la partie terminale de la succession de schistes cristallins de la région de Veţel-Roşcani et la vallée de la Cerna-Ghelar (massif de Poiana Ruscăi), ainsi que quelques dépôts des Monts de Bistriţa (Carpates orientales).

À la suite de l'analyse des données ci-dessus mentionnées les conclusions suivantes s'en détachent : a) l'existence d'une série métamorphisée au niveau du faciès des schistes verts, appartenant à la partie supérieure du Précambrien ; b) la présence des termes du Paléozoïque dans la partie supérieure de la colonne stratigraphique concernant quelques-uns des massifs cristallins ; c) l'existence d'une importante lacune stratigraphique entre le Paléozoïque inférieur et supérieur dans quelques massifs cristallophylliens ; d) la transgression du Carbonifère inférieur sur un soubassement plus ancien, riphéen ou bien paléozoïque entraînée dans des structures imbriquées durant le cycle varisque.

Les études microfloristiques sont efficaces au cas des formations métamorphisées au niveau du faciès des schistes verts, qui constituent les parties supérieures des empilements de schistes cristallins. Quant à leurs parties inférieures, à raison des discordances stratigraphiques

et du métamorphisme, on les a séparées en divisions caractérisées par une lithologie et un métamorphisme spécifique, correspondant probablement au Protérozoïque (+ éventuellement à l'Archéen supérieur) moyen et supérieur.

DIE GRANATE DER SKARNE VON BĂIȚA BIHORULUI

von

G. CIOFLICA, CECILIA VASILIU und Ş. VLAD

Im Băița Bihorului Gebiet (Apuseni-Gebirge) bewirkte das laramische Eruptive in der Masse der Perm- und Mesozoikum-Ablagerungen tiefgehende Umwandlungen, indem verschiedene Typen von Hornfels, Skarnen und hydrothermalen Produkten erzeugt wurden.

Nördlich der Skarne-Zone mit Mo- und Bi-Vererzungen längs der tektonischen Linie Blidar (Băița Bihorului) tritt im Norian-Kalk ein Lamprophyr-Dyke auf. In der Masse des Lamprophyrs entwickelt sich Pyroxen-, Amphibol- und Biotit-Hornfels, sowie durch folgende Assoziationen gekennzeichnete Skarne: Vesuvian ± Diopsid, Grossular + Vesuvian ± Diopsid, Grossular ± Diopsid. Die Kalke in denen sich dieser Dyke befindet sind längs des Kontaktes umgewandelt und zwar in Skarne die durch die Assoziationen Wollastonit ± Diopsid, Granat + Wollastonit ± Diopsid, Granat ± Diopsid vertreten sind.

Die Granate treten in kompakten Massen oder in geringen Aggregaten kristalloblastischer Strukturen auf, gekennzeichnet durch einfache Formen, rhombische Dodekaeder und, seltener, Trapezoeder. Aus der isomorphen Grossular-Andradit Serie wurden drei Glieder unterschieden und zwar: $Grandit_{28\%\ And}$, $Grandit_{53\%\ And}$ und $Grandit_{93\%\ And}$, die durch einen merklichen Wechsel des Chemismus und der physikalischen Eigenschaften gekennzeichnet sind. Der Fe_2O_3-Gehalt nimmt von 9,41 % bis zu 28,19 % zu und der Al_2O_3-Gehalt sinkt von 16,18 % bis zu 1,48 %; desgleichen wird auch eine beschränkte Beteiligung der Pyralspite bemerkt. Die Festigkeit schwankt zwischen 1038 kg/mm² und 1249 kg/mm², das spezifische Gewicht von 3,64 bis 3,81 und der Wert des retikulären Parameters a von 11,91 Å bis zu 12,03 Å.

In den am Lamprophyr gebildeten Skarnen treten nur die ersten zwei Grandite auf, während in den auf Norian-Kalken gebildeten alle drei Glieder angetroffen werden. Die Granate sind im allgemeinen gut erhalten; die hydrothermalen Umwandlungen greifen besonders das Andradit an. Auf den Rissen der Granate entwickelt sich Epidot, Chlorit, Limonit, Siederit und Calcit.

ÉTUDES MICROTECTONIQUES DANS LES SCHISTES CRISTALLINS DE LA RÉGION DE GHELAR — VADU DOBRII (MONTS POIANA RUSCĂ)

par

I. BERCIA

Nous avons entrepris, au moyen des méthodes d'analyse descriptive géométrique et statistique, des études sur les éléments structuraux microtectoniques dans les schistes cristallins épimétamorphiques de la zone centrale du massif de Poiana Ruscă. A cette occasion nous avons

mis en évidence deux générations d'éléments structuraux formés au cours de deux phases tectoniques principales : B_1 et B_2.

La phase B_1 représente la phase tectonique principale, synchrone au métamorphisme régional ; elle s'est manifestée par des mouvements tangentiels dirigés à peu près NS. Ces mouvements ont déterminé le plissement du type flexural à glissement concentrique. Il en est résulté des structures plicatives à symétrie monoclinique, orientées EW, à pendages de 15—20° vers l'W. Voici les éléments structuraux spécifiques : plis, microplis, linéations (L_1), foliation de stratification (S_1), foliation du plan axial (S_2), fissures de tension et de cisaillement. Les éléments linéaires (axes de plis et de microplis, disposition linéaire des mineraux, linéation d'intersection, structures « pencil »), sont parallèles à l'axe cinématique b_1.

Les structures linéaires « pencil » se sont formées dans les environs des limites séparant les domaines de compétence différents (par exemple, entre les dolomies et les schistes) à la suite du développement excessif des plans de cisaillement (h0l).

La foliation du plan axial (S_2) apparaît uniquement dans les roches incompétentes ; elle est due à un clivage axial des plis B_1 qui s'accuse par le mouvement continu et repris au cours de plusieurs étapes le long de ces plans.

La phase B_2 se caractérise par des mouvements qui témoignent d'un mécanisme essentiel de cisaillement ; elle est ultérieure à la phase B_1. La preuve en est que les mouvements de cette phase entraînent la dispersion évidente de tous les éléments structuraux (B_1, S_1, S_2 L_1, ac). Le plissement est la conséquence du glissement non homogène le long des plans d'un clivage de cisaillement (S_3) orienté NE. Les éléments structuraux en sont les plis de cisaillement dont les dimensions vont de quelques centimètres jusqu'à des mètres et dont la linéation, parallèle à l'axe de ces plis, est le résultat de l'intersection du clivage S_3 avec les plans S_1 et S_2.

L'analyse cinématique des diagrammes relève que le mouvement le long des plans de cisaillement S_3 a suivi une ligne à peu près horizontale dirigée NNE-SSV qui matérialise l'axe cinématique a_2. En projection, celui-ci se place à l'intersection du plan S_3 et du plan de migration des éléments linéaires L_1. L'axe cinématique b_2 se trouve dans le plan S_3 à 90° par rapport à a_2. A la différence de l'axe b_1, coïncidant avec L_1, l'axe b_2 ne coïncide pas avec la position des éléments linéaires L_2, ce qui constitue, généralement, un trait caractéristique du plissement de cisaillement. Les éléments structuraux de la phase B_2 se sont développés notamment dans les roches incompétentes (schistes) et dans les zones de la limite séparant des domaines de compétence différente, comme, par exemple, à proximité de la limite épizone—mésozone (dans les deux domaines) et de la limite séparant le domaine des roches carbonatées et les schistes.

Le plissement de cisaillement de la phase B_2 n'a pas apporté des modifications essentielles à la morphologie de la structure déjà formée au cours de la phase B_1.

Les mouvements et les structures de la phase B_2, tout comme dans le cas de la phase B_1, présentent une symétrie monoclinique. La structure actuelle, résultat de la superposition de deux générations d'éléments structuraux, à symétrie monoclinique, présente dans son ensemble une symétrie triclinique.

Si l'on étudie l'homogénéité des éléments structuraux sous le rapport de leur position on se rend compte que les éléments B_2, plus récents, présentent un degré avancé d'homogénéité (ils n'ont eu à subir ultérieurement que des mouvements coaxiaux), ce qui les distingue des éléments B_1 qui ne sont homogènes que dans les roches compétentes (dures au point de vue tectonique) bien moins affectées par les mouvements de la phase B_2.

A mesure que l'on avance de Ghelar vers l'W, on observe un développement progressif des éléments B_2 auquel correspond le caractère triclinique accusé de la symétrie de la structure.

I. Bercia et Elvira Bercia, qui ont étudié antérieurement la région située immédiatement à l'E (Ghelar — Teliuc), ont constaté, en rapport avec la région de Ghelar — Vadu Dobrii, un affaiblissement graduel des influences des mouvements de la phase B_2 ; c'est pourquoi, à l'échelle mésoscopique le degré de triclinicité est réduit.

Les données structurales reconsidérées au moyen des méthodes modernes, à Poiana Ruscă, ainsi que les résultats de recherches récentes entreprises dans diverses régions du pays, viennent étayer l'hypothèse de I. Bercia et collaborateurs (1960) qui avançait que l'existence des deux générations d'éléments structuraux formés au cours de deux phases successives B_1 et B_2 constitue un trait caractéristique des séries épimétamorphiques des Carpates.

VARIATION DE LA COMPOSITION CHIMIQUE DES GRENATS PYRALSPITIQUES ET DES BIOTITES DES ZONES MÉTAMORPHIQUES DU CRISTALLIN DES MONTS SEMENIC

par

H. SAVU, CECILIA VASILIU et CONSTANȚA UDRESCU

Le Cristallin des Monts Semenic, d'âge prépriphéen, est constitué par deux séries formées de plusieurs complexes de schistes cristallins qui ont été métamorphisés dans les conditions des faciès almandine-amphibolitique et des schistes verts et traversé par des intrusions granitoïdes synorogènes. En considérant les paragenèses des minéraux stables dans chaque subfaciès, on a séparé les zones métamorphiques suivantes : biotite + chlorite, almandine, staurolite, staurolite + disthène, disthène et sillimanite, notées par les indices de H. Winkler (fig. 1).

Pour l'étude de la composition des grenats et des biotites on a récolté dans les quatre principales zones (almandine, staurolite + disthène, disthène et sillimanite) des échantillons de micaschiste, d'où l'on a extrait les minéraux, en éliminant les inclusions présentes (fig. 2).

Dans les grenats on constate une augmentation de la teneur en almandine et pyrope parallèlement à l'accroissement du degré de métamorphisme (fig. 3). MnO décroît légèrement dans le même sens, tandis que MgO augmente faiblement. Le rapport FeO : MgO décroît considérablement avec l'intensité du métamorphisme. La teneur en Li, Ba et Cu augmente avec le degré de métamorphisme, mais la teneur en V, Ni et Cr décroît (tableau 3).

Dans les biotites (tableaux 4, 5) la teneur en SiO_2 diminue faiblement avec l'augmentation du degré de métamorphisme, les ions de Si étant substitués par les ions de Al dans le réseau cristallin. La teneur en FeO dépasse celle en Fe_2O_3 et augmente légèrement avec l'intensité du métamorphisme (fig. 4) ; l'index de ferricité s'accroît dans le même sens. A l'encontre des grenats, le rapport FeO : MgO dans les biotites augmente avec l'accroissement du métamorphisme. Dans le même sens TiO_2 s'accroît légèrement alors que K_2O décroît légèrement.

On remarque une augmentation de la teneur en V, Ni, Co et Cr dans les biotites avec l'intensité du métamorphisme, contrairement aux grenats où l'on a constaté que Ni, Cr et V présentent la tendance à diminuer dans ce sens (tabl. 6). La teneur en Ba augmente avec l'intensité du métamorphisme dans les deux séries de minéraux (tabl. 3 et 6).

Les schistes cristallins des Monts Semenic constituent une province métamorphique qui correspond, d'après les paragenèses caractéristiques, au type standard des séries de faciès (*facies series*) « disthène-sillimanite » de type Barrow. Si l'on considère la teneur en MnO (spessartine) des grenats qui — ainsi qu'il ressort du diagramme construit d'après A. Miyashiro et D. A. Velicoslavinski (fig. 5) — diminue trop peu avec l'augmentation du degré de métamorphisme, cette province ressemble aux provinces Mamsk et Dutches. Elle a subi un métamorphisme « almandinique » de pression élevée, dans lequel le stress a eu une influence réduite, la variation du métamorphisme étant déterminée par les modifications de température. Celle-ci

a diminué de la profondeur vers la surface, de sorte que, en fonction de la structure en virgation du Cristallin du Semenic, les isogrades de métamorphisme se succèdent de l'E vers l'W et le SW (fig. 1).

GÉOLOGIE DES CARPATES ORIENTALES

par

M. G. FILIPESCU

La communication présente contient des données nouvelles concernant les quatre unités qui entrent dans la structure des Carpates orientales de la République Socialiste de Roumanie (l'éruptif tertiaire, la zone cristallino-mésozoïque, la zone crétacé-paléogène et la zone néogène).

I. On a constaté qu'en dehors de la grande ligne de fracture de la bordure orientale du Bassin de Transylvanie qui a favorisé les éruptions tertiaires d'andésites de l'intérieur des Carpates orientales, il existe encore des fractures parallèles à ce secteur carpatique et des fractures transversales à l'intérieur de cette caténe et dans les Subcarpates, qui ont favorisé jadis des éruptions sous-marines génératrices de tufs volcaniques et des minéralisations (volcanisme extracarpatique) et à présent des phénomènes post-volcaniques (mofettes et eaux minérales de type Covasna).

II. En ce qui concerne le Cristallin des Carpates orientales à synclinaux mésozoïques qu'il supporte et la zone cristallino-mésozoïque des Perşani et des Bucegi, on suppose qu'ils représentent la continuation vers le SE et le S de la zone des klippes de Tchécoslovaquie et de Pologne.

III. Pour la zone crétacé-paléogène constituée en majeure partie par des sédiments à faciès de flysch (zone du Flysch) il se confirme de plus en plus que la sédimentation de cette zone s'est réalisée en deux grands bassins : un bassin interne ayant un soubassement cristallino-mésozoïque de type carpatique (Flysch interne) et un bassin externe à soubassement exotique (Flysch externe).

1. Dans le Flysch interne on distingue deux unités tectoniques : la nappe interne supérieure qui garde surtout des dépôts du Crétacé inférieur, et la nappe interne inférieure, dans laquelle les dépôts du Crétacé supérieur et même ceux de l'Éocène sont bien conservés.

On trouve la nappe interne supérieure vers le nord jusque dans la vallée de Latorica (U.R.S.S.) en passant par la zone de Rachov, tandis que la nappe interne inférieure cesse dans la vallée de Moldova (République Socialiste de Roumanie).

2. Dans le Flysch externe dans lequel le Crétacé inférieur est représenté sous le faciès des schistes noirs qui manifestent de faibles variations latérales, on distingue plusieurs unités tectoniques à l'ampleur de nappes d'écailles (skibes) ou de nappes de charriage.

3. Le Crétacé supérieur des unités tectoniques du Flysch externe est bien représenté par des dépôts du Cénomanien-Sénonien en faciès qui varient d'une unité à l'autre, bien synchronisés à base de Foraminifères, Bélemnites et Inocérames. Dans tous ces faciès existent comme élément commun des schistes pélitiques bariolés et des tufs volcaniques.

4. La tendance de prolonger la continuité de sédimentation qui existe dans le Crétacé, entre le Crétacé et le Paléogène en admettant l'existence du Danien et du Paléocène, n'est pas encore entièrement justifiée, vu l'absence d'arguments sérieux paléontologiques et la transgression de l'Éocène sur les différents termes du Crétacé.

5. Comme effet de l'orogenèse laramique dans la zone du Flysch externe, des bassins de sédimentation secondaires se sont formés, dans lesquels les dépôts paléogènes se sont déposés sous différents faciès.

6. Le passage de l'Oligocène au Miocène se fait par une série de dépôts à affinités lithologiques paléogènes, concordants avec l'Oligocène (série des couches de Cornu) dans lesque's on trouve un mélange de faune paléogène à éléments néogènes. Cette série considérée d'âge aquitanien est sujette à discussion : si elle appartient à la phase finale du Paléogène ou bien au commencement du Néogène.

De même, on se demande si la transgression du Miocène a eu lieu au Burdigalien ou au Tortonien.

IV. Au Tortonien et à la fin du Pliocène ont eu lieu d'intenses phénomènes orogéniques qui ont parachevé la structure actuelle de la catène carpatique et qui ont influencé la sédimentation du Néogène des Subcarpates.

DIE STRATIGRAPHISCHEN SCHICHTFOLGEN DER COTMEANA PLATTFORM

von

E. LITEANU, A. PRICĂJEAN, I. ANDREESCU und GH. ISTRATE

An der geologischen Zusammenstellung der Hochebene der Cotmeana Plattform sind Levant- und Villafranchien-Ablagerungen, sowie tonhaltige-loessartige, dem Mittelpleistozän angehörende Ablagerungen beteiligt.

Die vorherrschend tonhaltigen Levantablagerungen weisen einen äußerst geringen makropaläontologischen Gehalt auf. Das Villafranchien wird durch zwei Horizonte vertreten und zwar : ein unterer, psammo-pellitischer Horizont, aus schmalen, mit mächtigen Schotterlinsen enthaltenden Sandkomplexen wechselnden Tonschichten und ein oberer Horizont, ausschließlich aus grobkörnigem Sand, Schotter und Geröll mit Überresten von *Archidiskodon meridionalis* Nesti.

Die loessartigen Tonablagerungen der Hochebene der Cotmeana-Plattform wurden dem Mindel zugeteilt, sowohl wegen ihrer geometrischen Lage, als auch aufgrund der aus der Morphologie des Gebietes gefolgerten Erwägung in dem Sinne, daß sie der Bildung der früheren Mindel-Riss Terrasse des Olt-Flusses vorhergehend sind.

ZUR KENNTNIS DER EOZÄNEN CLYPEASTRIDEN

von

N. ŞURARU, L. GÁBOS und MARIA ŞURARU

Die Verfasser beschreiben *Clypeaster* (*Palaeanthus*) *transsylvanicus* n. sp. aus den eozänen Ablagerungen von Turnul-Roşu, Rumänien.

Vom paläontologischen Standpunkt behauptet sich diese Art sowohl durch die relativ große Zahl der untersuchten Exemplare, als auch diagnostisch und differentiell gegenüber den so spärlich bekannten eozänen Clypeastriden.

Obwohl das Erscheinen und die Entwicklung eozäner Clypeastriden wertvolle stratigraphische Anhaltspunkte liefern kann, können die Verfasser bis zu einer genauen Feststellung der Fundschicht von *Clypeaster* (*Palaeanthus*) *transsylvanicus* n. sp., für die Stratigraphie der

eozänen Ablagerungen von Turnul-Roşu keine genaueren Angaben bringen, da ihr Material nicht *in situ* gesammelt wurde.

Vom paläogeographischen Standpunkt erstreckt das Vorkommen dieser Art das Verbreitungsgebiet eozäner Clypeastriden weit nach Osten.

ÉTUDE STRATIGRAPHIQUE DES FORMATIONS PALÉOGÈNES ET MIOCÈNES DE LA RÉGION DE CHINTENI — BACIU — SÎNPAUL (NORD-OUEST DE LA TRANSYLVANIE)

par

V. MOISESCU et GH. POPESCU

La région de Chinteni — Baciu — Sînpaul, située au voisinage de la ville de Cluj, comprend une succession de dépôts attribués à l'Éocène supérieur — Oligocène et au Miocène inférieur.

A) Les dépôts d'âge éocène supérieur (priabonien) notamment : le calcaire grossier supérieur, les marnes à *Nummulites fabiani*, les marnes à Bryozoaires sont mentionnés d'une manière tangentielle, ne se développant que dans la partie SW de la région.

Les autres dépôts compris entre les couches de Hoïa, à la partie inférieure, et les couches de Sînmihai, à la partie supérieure, d'après la faune qu'ils contiennent — pourraient être répartisés comme il suit : a) les couches de Hoïa, les couches de Mera et les couches de Ticu inférieures, au Priabonien sup. — Rupélien ; b) l'horizon marneux-schisteux fossilifère (couches de Ticu supérieures) et les couches de Cetate, au Rupélien sup. — Chattien ; c) les couches de Zimbor et de Sînmihai, au Miocène inférieur (Aquitanien). Dans les couches de Hoïa et de Mera on a séparé huit niveaux fauniques, dont trois sont plus importants : le niveau à *Tympanotonos labyrinthum* (Nyst), le niveau à *Ampullinopsis erassatina* (Lamarck) et le niveau supérieur à *Scutella subtrigona* (Koch).

B) Les couches de Coruş, dont l'âge burdigalien supérieur a été établi récemment, présentent un caractère transgressif, étant en contact avec les dépôts oligocènes et éocènes et supportent toujours transgressivement le complexe du tuf de Dej.

Les couches de Chechiş — Hida, riches en microfaune, ont une épaisseur très variable, fait qui s'explique par leur caractère régressif. L'étude de la microfaune met en évidence un faible et graduel changement sur la verticale des associations microfauniques à cause du changement de la salinité des eaux de la mer helvétienne dû à leur adoucissement. Ces dépôts ont un âge helvétien, vu surtout leur position géométrique. En ce qui concerne la microfaune, elle ressemble à celle des dépôts tortoniens des autres régions, comme le bassin de Vienne, l'Italie, etc. L'absence de quelques espèces de *Planularia*, *Vaginulina* et le manque total d'Orbulines, etc. lui confère toutefois une certaine individualité par rapport à la microfaune tortonienne. Cependant, cette ressemblance suggère l'idée du rapprochement en temps de l'association microfaunique des couches de Chechiş — Hida par rapport à celle du Tortonien.

Le complexe du tuf de Dej constitué par deux niveaux distincts (le niveau basal et le niveau du tuf de Dej proprement dit) a un caractère transgressif beaucoup plus accentué que celui des couches de Coruş.

Le conglomérat qui s'observe entre les couches de Chechiş — Hida et le complexe du tuf de Dej considéré par tous les chercheurs comme étant le dernier terme des couches de Hida, constitue en réalité le premier terme du niveau basal du complexe du tuf de Dej.

En ce qui concerne le problème de la limite Helvétien/Tortonien, il est encore discutable. Pourtant, le tuf de Chinteni peut avoir une signification stratigraphique comme limite entre l'Helvétien et le Tortonien.

CONTRIBUTIONS TO THE TRACING OF THE MIOCENE-PLIOCENE BORDER BASED ON OSTRACODS

by

ELISABETA HANGANU and FLORICA NEGOIȚĂ

The material which formed the subject of this study was obtained from natural exposures and from cores extracted from structures located in the Neogene area of the Eastern Pre-Carpathian Depression.

In this study, preference was given to the pelitic material from the upper part of the Sarmatian and the lower part of the Meotian.

According to the microfaunal analysis, the following conclusion was arrived at with regard to the tracing of the Meotian-Sarmatian border : the microfaunal sill between these two stages may be considered at the moment of the éxtinction of most Foraminiferes, excepting the only representative of Rotalides, *Rotalia* (*Streblus*) *beccarii* Linné, the regression until the disappearance of the *Aurila* species and the development of an Ostracod assemblage with affinities with the remaining Ostracods of the Pliocene represented by the species *Pontocypris*, *Loxoconcha*, etc.

From the lithologic-mineralogical viewpoint, there was ascertained an eruption of pyritic and oolithic calcareous moruloid concretions.

PEBBLE TRANSPORT AND SEDIMENTATION IN THE ALBIAN MOLASSE OF THE EASTERN CARPATHIANS (ROMANIA)

by

N. MIHĂILESCU, N. PANIN, L. CONTESCU and D. JIPA

Taking into account the results of the sedimentological study of the Bucegi conglomerates, the authors conclude that an important sheet of gravel existed during the Albian in the area of the Eastern Carpathian belting. A continual subsidence movement allowed the accumulation of a thick sequence of conglomerates (1000—1500 m).

According the granulometrical data the pebbles were deposited in shallow waters, below the waves action zone.

The morphometrical study of the pebbles pointed out that at least the rudaceous elements were transported by fluviatile agents, the influence exerted in the beach zone being very slight.

The directions of the pebbles transport indicate as source-areas the eastern part of the Făgăraș massif and the Dîmbovicioara region. The detrital material was directed to the north and to the south by two high but submerged areas (Baiu and Baraolt anticlinoria).

A MAGYAR ORSZÁGOS MÚZEUMI KÖNYVTÁR DUPLUM

PALEONTOLOGICAL REMARKS ON THE UPPER CRETACEOUS DEPOSITS AT STOENEȘTI — COTENEȘTI (DÎMBOVITZA VALLEY)

by

EMIL AVRAM

The Upper Cretaceous deposits occurring in the Dîmbovitza valley, in the southern part of the Eastern Carpathians, have a rich fauna of Lamellibranchiates and Ammonites. The research of this fauna began before the end of the 19th century.

Besides the known data, the fossils found by the author in the deposits of the Stoenești — Cotenești region attest the Vraconian and Cenomanian presence in the northwest of Stoenești, on the northern slope of the "Cheii" Hill, where they unconformably overlay Albian sandstone and conglomerates. The fossils show also that in the south of the mentioned region (at Cotenești) there was a break in the sedimentation from the Upper Coniacian to the Middle Santonian and in the north (nearer the Leaota Cristallinicum) from the Turonian to the Upper Santonian.

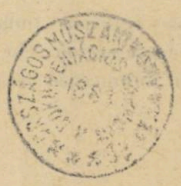
Lithologically, the subsequent marine ingression is marked by a red glauconitic sandstone level in the south of the region and by a sedimentary breccia level in the north.

STRUCTURE TECTONIQUE DU SUD DE LA ZONE CRISTALLINO-MÉSOZOÏQUE DES CARPATES ORIENTALES

par

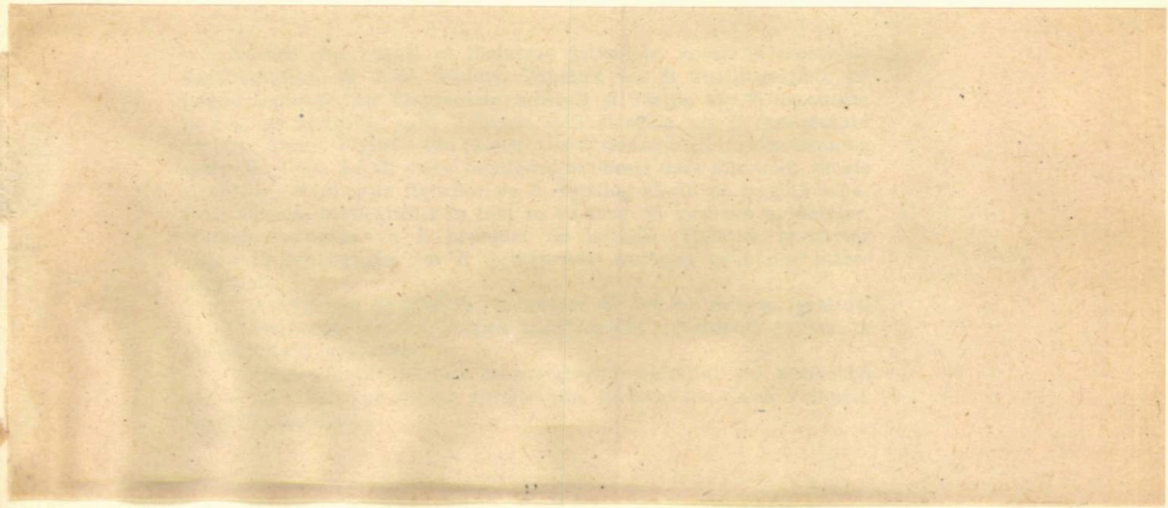
MIRCEA MUREȘAN

La partie méridionale de la zone cristallino-mésozoïque est constituée de plusieurs nappes de charriage (du deuxième ordre) superposées, dont voici la succession (de bas en haut) : nappe de la série épimétamorphique de Fundul Moldovei (constituée de formations cristallines épimétamorphiques surmontées par des dépôts mésozoïques transgressifs : Trias inférieur et moyen ; Callovien — Oxfordien — Kimmeridgien — Tithonique — Néocomien), nappe de la série mésométamorphique des gneiss de Rarău (schistes cristallins mésométamorphiques et dépôts mésozoïques qui les transgressent : Werfénien inférieur ; Werfénien supérieur — Campillien — Anisien — Ladinien ; Lias inférieur ; Barrémien — Aptien — Albien — Cénomanien ; Crétacé supérieur) et nappe du Hăghimaș (Trias inférieur ; Trias moyen ; Trias supérieur ; Lias inférieur ; Callovien — Oxfordien — Kimemridgien — Tithonique — Néocomien). Ces trois importanstes unités tectoniques se poursuivent vers le nord, dans les Monts de Bistrița.



Revista „Studii şi cercetări de geologie, geofizică şi geografie — — Seria geologie" publică lucrări cu caracter fundamental şi aplicativ din domeniul stratigrafiei, paleontologiei şi tectonicii, precum şi în cel al mineralogiei, petrografiei şi geochimiei; de asemenea, sînt incluse articole de sedimentologie şi geofizică al căror conţinut prezintă indicaţii importante în cunoaşterea formaţiunilor geologice.

NOTĂ CĂTRE AUTORI



1967 JUN 17

LUCRĂRI APĂRUTE ÎN EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

ION VELCEA, **Ţara Oaşului, Studiu de geografie fizică şi economică**, 1964, 168 p. + 4 pl., 9 lei.

ION ATANASIU, **Cutremurele de pământ din România**, 1961, 196 p. + 17 pl., 13,70 lei (epuizat).

VALERIA MICALEVICH-VELCEA, **Masivul Bucegi. Studiu geomorfologic**, 1961, 152 p. + 18 pl., 17,80 lei.

GH. BOMBIŢĂ, **Contribuţii la corelarea eocenului epicontinental în R.P. Română**, 1963, 116 p. + 8 pl., 6,45 lei.

P. GÎŞTESCU, **Lacurile din R.P.R. — Geneză şi regim hidrologic**, 1963, 296 p. + 7 pl., 22 lei.

N. VLAICU-TĂTĂRÎM, **Stratigrafia eocenului din regiunea de la sud-vest de Cluj**, 1963, 208 p. + 24 pl., 15 lei.

T. IORGULESCU, N. I. NICULESCU şi MARIA PENEŞ, **Vîrsta unor masive de sare din R.P.R.**, 1962, 122 p. + 1 pl., 6,10 lei.

ION PREDA, **Studiul geologic al regiunii Roşia — Meziad (Munţii Pădurea Craiului)**, 1962, 112 p. + 11 pl., 8,85 lei.

AMALIA SZŐKE şi LIVIA STECLACI, **Regiunea Toroiaga — Baia Borşa, Studiu geologic, petrografic şi geochimic**, 1962, 240 p. + 25 pl., 19 lei.

VICTORIA STIOPOL, **Studiul mineralogic şi geochimic al complexului filonian din Munţii Ţibleşului**, 1962, 96 p. + 3 pl., 4,80 lei.

* * * Probleme de geografie, vol. IX, 1963, 372 p. + 17 pl., 22,30 lei.

* * * Probleme de geografie, vol. X, 1964, 312 p. + 19 pl., 21,90 lei.

* * * **Cercetări de pedologie.** Lucrările Conferinţei de pedologie, Bucureşti, septembrie 1958, 1961, 680 p. + 20 pl., 34,20 lei.

* * * Probleme de geofizică, vol. I, 1961, 276 p. + 9 pl., 13,70 lei.

* * * Probleme de geofizică, vol. II, 1963, 244 p. + 8 pl., 14,50 lei.

REVISTE PUBLICATE ÎN EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ ŞI GEOGRAFIE

- SERIA GEOLOGIE
- SERIA GEOFIZICĂ
- SERIA GEOGRAFIE

REVUE ROUMAINE DE GÉOLOGIE, GÉOPHYSIQUE ET GÉOGRAPHIE

- SÉRIE DE GÉOLOGIE
- SÉRIE DE GÉOPHYSIQUE
- SÉRIE DE GÉOGRAPHIE

ST. ŞI CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR., SERIA GEOLOGIE, T. 12, NR. 1, P. 1—264, BUCUREŞTI, 1967

I. P. „Informaţia" — c. 5091

43824

Lei 30.—

F 1329

STUDII ŞI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE

SERIA

GEOLOGIE

2

TOMUL 12
1967

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

COMITETUL DE REDACȚIE

Redactor responsabil:

ACADEMICIAN AL. CODARCEA

Redactor responsabil adjunct:

ACADEMICIAN N. PETRULIAN

Membri:

ACADEMICIAN G. MURGEANU; ACADEMICIAN M. G. FILIPESCU;
V. IANOVICI, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România;
D. GIUȘCĂ, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România;
P. ȘOIGAN — secretar de redacție.

Prețul unui abonament este de 60 de lei.

În țară abonamentele se fac la oficiile poștale, agențiile poștale, factorii și difuzorii voluntari din întreprinderi și instituții.

Orice comandă din străinătate (numere izolate sau abonamente) se face prin CARTIMEX, Căsuța poștală 134—135 București, Republica Socialistă România sau prin reprezentanții săi din străinătate.

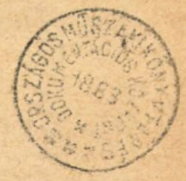
Manuscrisele, cărțile și revistele pentru schimb, precum și orice corespondență, se vor trimite pe adresa comitetului de redacție al revistei „Studii și cercetări de geologie, geofizică, geografie — Seria geologie".

APARE DE DOUĂ ORI PE AN

ADRESA REDACȚIEI
CALEA VICTORIEI NR. 125
BUCUREȘTI

STUDII ŞI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE
SERIA
GEOLOGIE

TOMUL 12 1967 NR. 2



SUMAR

Pag.

VIRGIL IANOVICI, GEORGE PITULEA şi MARIA LEMNE, Contribuţii la studiul răspîndirii elementelor radioactive în formaţiunile cristalofiliene din Carpaţii Orientali 267

D. GIUŞCĂ, V. IANOVICI, SILVIA MÎNZATU, M. SOROIU, MARIA LEMNE, ANCA TĂNĂSESCU şi MAGDALENA IONCICĂ, Asupra vîrstei absolute a formaţiunilor cristaline din vorlandul orogenului carpatic 287

MARCELA DESSILA-CODARCEA, Contribuţii la evoluţia prealpină a unora dintre masivele cristalofiliene din România 297

MARCELA DESSILA-CODARCEA şi VIOLETA ILIESCU, Asupra prezenţei depozitelor metamorfozate ale paleozoicului inferior în Carpaţii Meridionali centrali (regiunea Răşinari — Cisnădioara — Sadu) 311

IOAN RĂDULESCU, Conglomeratele metamorfozate de la baza seriei epimetamorfice din Carpaţii Orientali. Poziţia şi semnificaţia lor geologică . . . 321

L. PAVELESCU, Geneza şi evoluţia masivelor de granitoide din Carpaţii Meridionali 337

MARCELA DESSILA-CODARCEA şi H. SAVU, Cu privire la interpretarea geologică a datelor obţinute prin metoda K/Ar în Carpaţii Meridionali . . 351

I. TREIBER, N. MÉSZÁROS şi E. JAKAB, Contribuţii la distribuţia clarkeică a fosforului din depozitele mezozoice din Pădurea Craiului (Munţii Apuseni) 367

V. POMÎRLEANU şi A. MOVILEANU, Corelaţii între temperatura de cristalizare a blendei şi conţinutul său în mangan 375

I. TREIBER şi I. BEDELEAN, Contribuţii la studiul mineralogic al argilelor refractare de la Şuncuiuş (reg. Crişana) 381

AL. CODARCEA, M. LUPU, MARCELA DESSILA-CODARCEA şi DENISA LUPU, Unitatea supragetică în Carpaţii Meridionali 387

A. VANCEA, Limita miocen-pliocen în Bazinul Transilvaniei 393

IOANA PANĂ, Elemente noi în fauna de cardiacee pliocene din bazinul văii Buzăului 413

CORNELIU DRĂGHICI, Texturi de curgere şi alunecare submarină în cretacicul superior din partea de NE a Podişului Mehedinţi 425

OVIDIU DRAGASTAN, Alge calcaroase în jurasicul superior şi cretacicul inferior din Munţii Apuseni 441

Pag.

NOTE

V. IANOVICI şi GH. NEACŞU, Notă asupra prezenţei attapulgitului în bentonitele de la Alba-Iulia 455
DENISA LUPU şi M. LUPU, Prezenţa werfenianului în Carpaţii Meridionali centrali (Valea-lui-Stan) 461
FLORIAN MARINESCU, Observaţii asupra panonianului de la Caransebeş . . 465
GH. MĂRGĂRIT şi MARIA MĂRGĂRIT, Asupra prezenţei unor resturi de plante fosile în împrejurimile localităţii Demsuş (Bazinul Haţeg) 471
N. PANIN şi N. MIHĂILESCU, Direcţii de curenţi în flişul paleogen din Bucovina 477
DENISA LUPU, Prezenţa speciei *Joufia reticulata* Boehm în Carpaţii Meridionali centrali 485
VIAŢA ŞTIINŢIFICĂ 489

MAGYAR TUDOMÁNYOS AKADÉMIA KÖNYVTÁRA

CONTRIBUȚII LA STUDIUL RĂSPÎNDIRII ELEMENTELOR RADIOACTIVE ÎN FORMAȚIUNILE CRISTALOFILIENE DIN CARPAȚII ORIENTALI

DE

VIRGIL IANOVICI

MEMBRU CORESPONDENT AL ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

GEORGE PITULEA și MARIA LEMNE

55(05)

Studiul distribuției elementelor radioactive în formațiunile cristalofiliene din Carpații Orientali constituie de cîțiva ani o preocupare a autorilor (11), (12).

Cercetările radiometrice de teren întreprinse în formațiunile cristalofiliene pe o suprafață foarte mare din această unitate a Carpaților românești (regiunea Pop Ivan — Tulgheș) au arătat posibilitatea de a se identifica sisteme de fracturi și fisuri, deoarece în zonele tectonizate manifestațiile radioactive sînt mai intense.

De aici s-a tras concluzia că este posibilă alcătuirea unei hărți structurale a regiunilor cercetate (11).

Plecînd de la aceste observații, am urmărit în continuare comportarea la analiza radiometrică de laborator a probelor colectate din zone afectate tectonic de fracturi sau fisuri față de probele colectate din zone neafectate de asemenea procese.

Rezultatele interesante obținute pe un număr limitat de probe au constituit un impuls pentru urmărirea sistematică a acestei probleme. În acest scop s-a colectat un număr de peste 100 de probe din regiunea cuprinsă între paralela Broșteni (la nord) și Tulgheș (la sud) (fig. 1).

Alegerea s-a oprit asupra acestei regiuni atît pentru faptul că aici se dezvoltă aproape toate tipurile de formațiuni cristalofiliene din Carpații Orientali, cît și pentru faptul că s-a surprins o variată gamă de procese tectonice.

t. și cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie t. 12 nr. 2 p. 267–285 București 1967

SCURTE CONSIDERAŢII ASUPRA GEOLOGIEI ŞI TECTONICII REGIUNII

Formaţiunile cristalofiliene din această regiune aparţin la două unităţi tectonice majore ale Carpaţilor Orientali : unitatea autohtonului, cu două serii stratigrafice — o serie mezometamorfică în bază şi o serie epimetamorfică transgresivă în partea superioară —, şi unitatea şariată a mezozonei migmatice [1].

Seria mezometamorfică a autohtonului este alcătuită dintr-un complex bazal al calcarelor şi amfibolitelor, un complex median al micaşis-

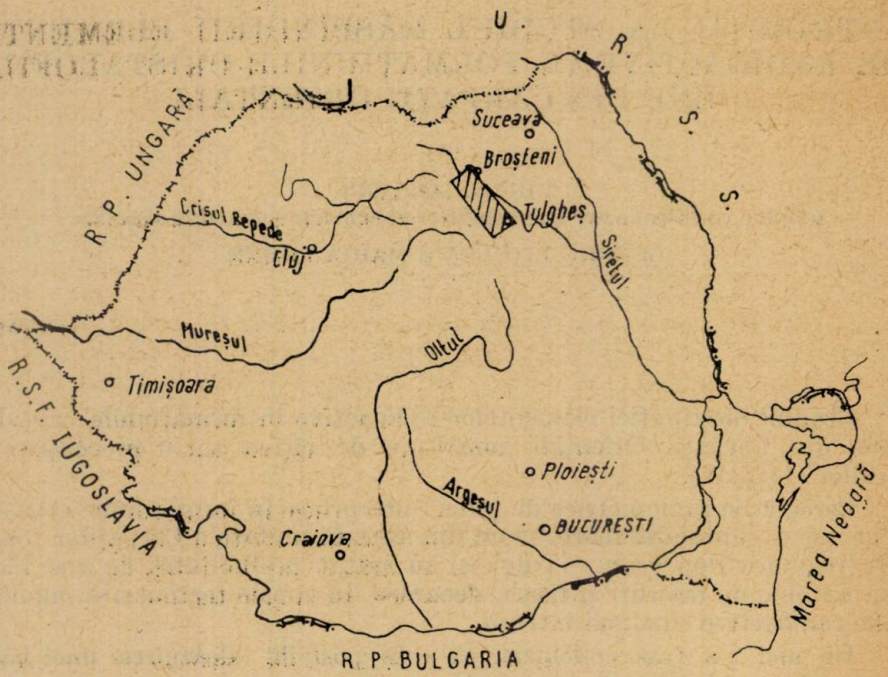


Fig. 1. — Amplasarea pe harta României a regiunii studiate.

turilor şi paragnaiselor şi un complex superior al şisturilor cuarţo-biotitice cloritoase diaftorizate.

Seria epimetamorfică transgresivă metamorfozată într-o a doua fază, care a produs retrometamorfozarea părţii superioare a mezozonei, este alcătuită dintr-un complex terigen (şisturi sericito-cloritoase cuarţitice, şisturi cuarţitice sericito-grafitoase cu intercalaţii de şisturi grafitoase, cuarţite negre grafitoase ± mangan şi calcare cristaline) şi un complex vulcanogen, format dintr-o alternanţă de vulcanite acide şi depozite terigene, în care se intercalează curgeri de lave şi tufuri bazice.

---

[1] G. Pitulea, *Raport asupra prospecţiunilor complexe geologice şi geochimice în zona cristalină a Carpaţilor Orientali (regiunea Broşteni — Tulgheş)*, Arh. Com. Stat Geol., 1966.

Între aceste două serii este localizat, tectonic, dykeul porfiroidelor de „Pietrosul Bistriței", metamorfozat în condițiile faciesului amfibolitelor. Mezozona migmatică se dezvoltă în partea de sud a regiunii (împrejurimile localității Tulgheș) și este alcătuită din oftalmite (de Prisăcani și Măgura), gnaise lenticulare, granognaise, pegmatite, paragnaise și micașisturi biotitice ± granat, amfibolite și gnaise amfibolice.

În zona Broșteni — Dîrmoxa — Păltiniș — Glodu — Drăgoiasa, tectonica disjunctivă s-a manifestat activ. Astfel, dykeul de Pietrosul este flancat în ambele părți de falii puternice, de-a lungul cărora s-au produs uneori intense brecifieri și milonitizări.

În zona Dîrmoxa — Păltiniș, de-a lungul unor falii „hol" și „ac" s-a produs o ridicare a mezozonei autohtonului, care vine astfel în contact tectonic cu formațiunile epimetamorfice. Zona cuprinsă între valea Neagra Broștenilor și pîrîul Grințieșul Mare este mai liniștită, relațiile celor două serii ale autohtonului fiind normale. Totuși se pot surprinde numeroase falii direcționale și transversale pe structură, dar de amploare redusă.

În zona Tulgheș, unitatea autohtonului se afundă puternic, astfel că seria sa mezometamorfică nu aflorează. În schimb, aici mezozona migmatică este dispusă în pînză peste seria epimetamorfică. La contactul dintre ele, se dezvoltă, în ambele unități, puternice brecii tectonice. Acest plan de discontinuitate este însoțit de numeroase falii de sprijin. Totodată un pachet destul de gros din baza unității migmatice șariate a suferit accentuate procese de retromorfism. Din toate aceste variate zone tectonice, precum și din zonele liniștite, s-au colectat probe din fiecare tip petrografic amintit.

ANALIZA PROBELOR ÎN LABORATOR

DESCRIEREA METODEI

Probele au fost analizate la un selector gamma cu 60 de canale. S-au determinat concentrațiile de U și Th prin metoda minimală.

Cristalul de scintilație folosit este un cristal de NaI cu ∅ 45/45 mm. Pentru această mărime, cantitatea necesară de probă a variat, în funcție de greutatea specifică, de la 500 la 1 000 g.

Geometria sursă-contor a fost respectată prin folosirea volumului constant. Lărgimea canalului s-a fixat la 10 kev, iar energiile pentru care s-au identificat elementele au fost alese astfel: UX_1 — 0,09 Mev, ThB — 0,238 Mev.

Rezultatele obținute prin analizarea probelor au condus la următoarele concluzii:

1. Față de conținutul în U și Th al probelor colectate din zone neafectate de fracturi (falii și fisuri), în probele colectate din zone tectonizate, indiferent de natura rocii, se constată de cele mai multe ori o scădere a conținutului în U și totdeauna o creștere accentuată a conținutului în Th (tabelul nr. 1).

Tabelul nr. 1

Analiza radiometrică a probelor de şisturi cristaline dintre Broşteni şi Tulgheş

Probe colectate din zone afectate tectonic						Probe colectate din zone neafectate tectonic					
nr. crt.	nr. probei	descrierea sumară a probei şi locul de colectare	U p.p.m.	Th p.p.m.	Th/U	nr. crt.	nr. probei	descrierea sumară a probei şi locul de colectare	U p.p.m.	Th p.p.m.	Th/U
								Metatufoide acide (porfirogene)			
1	860	tufogene rubanate; Valea Neagra	4	24,1	6	30	866	metatufoide acide; valea Borca	5,4	15,1	2,8
2	872	şisturi cloritoase; valea Borca	3,4	20,5	6	31	859	metatufuri clorit; Valea Neagra	5,6	10,8	1,9
3	856	metatufoide acide; Valea Neagra	3,7	21,2	5,7	32	857	metatufoide acide; Valea Neagra	11,2	31,2	2,8
						33	861	tufogene acide: Valea Neagra	14,5	7,8	0,53
						34	882	metatufoide acide; valea Naghirez	6,7	22,9	3,4
						35	805	tufogene acide compacte; valea Neagra Broştenilor	5,1	7,3	1,4
								Metatufite acide			
						36	804	metatufite acide; valea Neagra Broştenilor	4,0	7,3	1,8
						37	803	metatufite acide; valea Neagra Broştenilor	3,7	12,4	3,8
								Gnaise tip „Mîndra"			
4	885	gnaise laminate tip „Mîndra"	4,8	3,4	7	38	884	gnaise tip „Mîndra"; valea Naghirez	5,5	17,5	3,2
								Gnaise tip „Pietrosul Bistriţei"			
5	874	gnaise porfiroide diaftorizate tip „Pietrosul Bistriţei" varietate cu clorit; valea Borca	1,4	26,1	18	39	695	gnaise tip „Pietrosul Bistriţei"; valea Căboaia	6,1	17,6	2,9

6	873	gnaise porfiroide laminate tip „Pietrosul Bistriței"; valea Borca	3,1	21,2	7	40	696	gnaise tip „Pietrosul Bistriței"; valea Căboaia	5,6	17,0	3
		Gnaise cuarțo-feldspatice									
7	877	gnaise cuarțo-feldspatice cu textură liniară diaftorizate; valea Borca	0,5	40	>30						
8	853	gnaise liniare cuarțo-feldspatice + biotit; Valea Neagra	1,1	33	30	41	820	gnaise cuarțo-feldspatice; valea Neagra Broștenilor	6,9	16,6	2,4
9	878	gnaise cuarțo-feldspatice diaftorizate; valea Borca	1,6	32,2	20						
		Micașisturi și paragnaise biotitice									
10	876	micașisturi cuarțitice cloritosericitoase cu biotit; valea Borca	0,5	30	>30	42	842	micașisturi biotitice; valea Pâltiniș	4,7	19	4
11	849	micașisturi cuarțito-biotitice; Valea Neagra	1,3	20,2	15,9	43	875	șisturi biotito-cloritoase; valea Borca	5	15,1	3
12	864	șisturi cuarțitice sericito-cloricitoase + biotit; valea Borca	1,8	15,6	8	44	832	micașisturi biotitice; Valea Negrișoara	4,7	19	4
13	843	micașisturi biotitice cu clorit; valea Pâltiniș	3,7	20,5	5,5	45	828	micașisturi biotito-sericitoase; Valea Negrișoara	5,3	17	3,2
14	902	micașisturi biotitice cu clorit; Valea Neagra lîngă comuna Drăgoiasa	3,6	24,4	6,8	46	819	șisturi cuarțo-biotitice + feldspat; valea Neagra Broștenilor	6,7	15,3	2,3
15	851	micașisturi biotitice; Valea Neagra	3,6	19,5	5,4	47	830	șisturi cuarțitice rubanate + biotit; Valea Negrișoara	4	10	2,5
16	903	paragnaise biotitice; Creasta Beneș	3,2	18,3	5,7	48	888	micașisturi biotitice cu sericit; Valea Negrișoara	5,3	17	3,2
17	821	micașisturi cloritoase; valea Neagra Broștenilor	2,9	14,1	4,8	49	823	micașisturi biotitice; Valea Negrișoara	3,2	9,5	3,0
						50	850	micașisturi biotitice + feldspat; Valea Neagra	6,2	15,1	2,4

Tabelul nr. 1 (continuare)

Probe colectate din zone afectate tectonic						Probe colectate din zone neafectate tectonic					
nr. crt.	nr. probei	descrierea sumară a probei şi locul de colectare	U p.p.m.	Th p.p.m.	Th/U	nr. crt.	nr. probei	descrierea sumară a probei şi locul de colectare	U p.p.m.	Th p.p.m.	Th/U
						51	818	micaşisturi biotitice limonitizate; valea Neagra Broştenilor	12,8	11,5	0,8
						52	827	şisturi sericito-cloritoase + biotit; Valea Negrişoara	4,7	11,4	2,4
		Granognaise şi gnaise oftalmitice									
18	888	granognaise diaftorizate; valea Naghirez	1,3	20,2	15						
19	887	granognaise diaftorizate din seria migmatică de „Tulgheş"; valea Naghirez	2,3	24,9	10,8	53	904	gnaise oftalmitice tip „Prisăcani"; Valea Mare	6,9	15,6	2,2
		Amfibolite, gnaise amfibolice şi metatufuri bazice									
20	824	amfibolite; valea Neagra Broştenilor	0,5	9,2	30						
21	858	metatufuri bazice; Valea Neagra	0,9	11,4	12	54	809	tufogene bazice; valea Neagra Broştenilor	2,4	3,4	1,4
22	825	gnaise amfibolice rubanate; valea Neagra Broştenilor	1,6	6,4	4						
23	848	amfibolite rubanate cu epidot şi calcit; valea Păltiniş	1,4	0	0						
		Şisturi sericito-cloritoase şi şisturi cuarţitice sericito-cloritoase									
24	871	şisturi cuarţitice clorito-sericitoase	0,5	18,3	>30	55	801	şisturi sericito-cloritoase; valea Neagra Broştenilor	4,7	19	4
25	865	şisturi cuarţitice sericito-cloritoase; valea Borca	0,5	27,3	>30	56	810	şisturi sericitoase, calcaroase; valea Neagra Broştenilor	1,2	3,9	3,2

26	831	şisturi cuarţitice sericito-cloritoase; valea Neagra Broştenilor	0,8	16,8	21	57	854	şisturi cuarţitice cloritoase; Valea Neagra	1,5	5,1	2,4
27	881	şisturi sericito-cloritoase; valea Naghirez	2,2	19,5	9	58	832	*idem*	3,2	12,2	3,8
28	862	şisturi sericito-cloritoase; valea Borca	2,2	18,3	8,3	59	802	şisturi sericito-cloritoase; valea Neagra Broştenilor	5,4	12,9	2,4
29	864	şisturi cuarţitice sericito-cloritoase + biotit; valea Borca	1,8	15,6	8	60	684	cuarţite compacte; valea Bistriţei	1,3	3,8	2,8
		Şisturi grafitoase									
						61	156	pîrîul Făgeţel	6,8	2,2	3,2
		Calcare cristaline grafitoase									
						62	845	calcare cristaline rubanate grafitoase; valea Păltiniş	8,6	2,4	0,3
						63	846	calcare cristaline rubanate grafitoase; valea Păltiniş	3,4	1,7	0,2
						64	834	calcare cu hematit; Valea Negrişoara	2,2	0,7	0,3
						65	812	calcare cristaline grafitoase; valea Neagra Broştenilor	1,1	0,2	0,5
						66	838	calcare cristaline cenuşii grafitoase; Valea Negrişoara	3,5	1,7	0,2
		Calcare rubanate cu muscovit şi biotit									
						67	847	calcare rubanate cu muscovit şi biotit; valea Păltiniş	4,1	1,9	0,46
		Calcare pure larg cristalizate									
						68	829	calcare cristaline; valea Neagra Broştenilor	<0,5	<0,5	
						69	835	*idem*	<0,5	<0,5	
						70	840	*idem*	<0,5	<0,5	
						71	841	*idem*	<0,5	<0,5	

2. Probele colectate din zonele neafectate tectonic au raportul Th/U $\approx$ 2—3,5 (raport normal), iar spectrele γ rezultate au aspect normal caracteristic U şi Th în echilibru cu descendenţii lor.

3. Probele colectate din zonele afectate de fracturi şi de procese de retrometamorfism dinamic au raportul Th/U anormal (între 4 şi 30, uneori chiar peste 30), iar spectrele γ rezultate sînt spectre de dezechilibru radioactiv.

4. Existenţa unei interdependenţe între natura rocii şi radioactivitatea ei naturală, în zonele neafectate tectonic.

5. O creştere preferenţială a conţinutului de U în rocile care conţin grafit.

După conţinutul în U în probele colectate din zonele neafectate de procese tectonice, s-au separat patru grupe :

grupa I — U > 5 p. p. m. ;
grupa a II-a — 3 p.p.m. < U < 5 p.p.m. ;
grupa a III-a — 1 p.p.m. < U < 3 p.p.m. ;
grupa a IV-a — probe inactive.

Corelînd valorile conţinutului în U cu natura petrografică a probelor colectate din zonele neafectate de procesele tectonice, se constată o strînsă legătură între ele. Astfel, rocile care au indicat un conţinut ridicat în U (este vorba de conţinuturi clarkeice) sînt gnaisele porfiroide tip „Mîndra" (pr. 884), gnaisele porfiroide tip „Pietrosul Bistriţei" (pr. 695, 696) şi tufoidele acide (porfirogene) (pr. 805, 857, 859, 861, 866, 882). Primele provin prin metamorfozarea unor porfire granitice (chimismul lor se apropie de magmele rapakiwitice şi adamelitice), secundele prin metamorfozarea unor granodiorit-porfirite (magmă granodioritică), iar ultimele prin metamorfozarea unor porfire cuarţifere (chimismul lor le situează în grupa magmelor aplit-granitice) (13), (17). Aşadar sînt roci cu un ridicat conţinut de feldspat potasic, de care trebuie legată şi radioactivitatea lor naturală mai mare. În această grupă intră şi majoritatea micaşisturilor şi paragnaiselor biotitice, care au o radioactivitate naturală mai mare decît şisturile epimetamorfice terigene (pr. 819, 828, 850, 875, 888), precum şi unele şisturi grafitoase (pr. 156).

Radioactivitatea mai mare se datoreşte în primul caz prezenţei mineralelor micacee, iar în cazul al doilea prezenţei substanţei cărbunoase. Excepţie face o probă de micaşisturi biotitice (pr. 818), care a indicat un conţinut mult mai mare de U (12,8 p.p.m.) în contrast cu celelalte probe din aceleaşi micaşisturi, care au în general valori medii (4,7 — 6,2 p.p.m.).

Explicaţia trebuie căutată în faptul că biotitul, fiind alterat în cea mai mare parte, roca s-a îmbogăţit în oxid de fier, care are proprietatea de a fixa U^{6+} în zonele de alteraţie superficială (7), (12).

Valorile medii obţinute pe probele din grupa a II-a caracterizează în general diferite tipuri de şisturi epimetamorfice cu conţinut redus de cuarţ (pr. 801, 802, 832), metatufitele acide (pr. 803, 804) şi unele calcare grafitoase (pr. 838). Valorile mai mici din grupa a III-a s-au obţinut pe amfibolite (pr. 824, 825, 848), metatufuri bazice (pr. 858) şi unele calcare grafitoase (pr. 812, 834), iar cele mai mici valori din grupa a IV-a în calcare pure, larg cristalizate, practic inactive (pr. 829, 835, 840, 841).

Cîteva probe de calcare au indicat valori mari. La unele dintre ele, examenul microscopic a arătat prezența abundentă a grafitului (pr. 834, 838, 845, 846), altele fiind constituite din benzi de calcar cu intercalații de pături de muscovit și biotit (pr. 847).

Mineralele micacee și materia cărbunoasă din aceste tipuri de calcare constituie cauza radioactivității mai ridicate a acestor probe.

Concentrarea U în rocile care conțin grafit trebuie explicată prin procesul de acumulare a acestuia în cărbuni, turbă, șisturi cărbunoase etc. Studiile efectuate de diferiți cercetători au arătat că afinitatea U față de materia cărbunoasă se datorește acizilor humici conținuți în substanța cărbunoasă, care fixează ionii de uranil din apa mărilor și a lacurilor.

Acest proces se produce în condițiile unui pH moderat acid (între 5 și 6,5), care se realizează la adîncimi mici în prezența substanțelor cărbunoase în stare de descompunere. La această aciditate, U este puternic absorbit, iar ionii de H din acizii humici sînt eliminați. Această fixare a U este un proces de schimb cationic (2), (18), (19), (20), (21), (22), (23). Extinzînd aceste observații, considerăm că aceleași procese au condus la concentrarea U în depozitele cărbunoase premetamorfice, care apoi, sub acțiunea metamorfismului regional, s-au transformat în grafit.

După raportul Th/U, probele analizate s-au grupat în trei categorii :

1) $Th/U > 4$;

2) $Th/U \approx 2 - 3,5$;

3) $Th/U < 1$.

Probele cu raportul $Th/U > 4$ sînt tocmai cele colectate din zonele tectonizate, în timp ce cele cu raportul $Th/U \approx 2-3,5$ (raport normal) sînt probele colectate din zone neafectate de asemenea procese.

Sistematizarea spectrelor γ rezultate a condus la două tipuri distincte :

1) spectre cu o frecvență mare de maxime și minime (fig. 2—8);

2) spectre normale (fig. 9—13).

Primul tip de spectre se caracterizează printr-o multitudine de picuri, specifice mai ales canalelor energetice ale Ra (Ra^{226}, Ra^{224}, RaB, RaC) și Bi. Proveniența acestor probe din zonele tectonizate ne-a condus la concluzia că abundența de Th este de fapt un rezultat al dezechilibrului radioactiv în favoarea Ra, element care, migrînd ușor, s-a concentrat pe sistemele de fracturi și fisuri din aceste zone tectonizate. În acest caz, semnificația raportului Th/U este : Th + excesul de Ra față de situația la echilibru, raportat la U.

După conținutul în U, probele colectate din zonele tectonizate s-au împărțit în două subgrupe :

1) cu conținut foarte mic de U, pînă la 1,8 p.p.m ;

2) cu conținut de U între 2 și 4 p.p.m.

În prima subgrupă intră probele colectate în general din roci cu conținut ridicat în cuarț (cuarțite, șisturi cuarțitice, sericito-cloritoase) (pr. 831, 864, 865, 871), micașisturi cuarțo-biotitice (pr. 876), amfibolite (pr. 824), gnaise amfibolice (pr. 825) și metatufuri bazice (pr. 858), care au un conținut mai mic de U chiar în zonele neafectate de fracturi (falii, fisuri). În această subgrupă mai intră și gnaise cuarțo-feldspatice (pr. 853, 876), granognaise (pr. 888), micașisturi biotito-cloritoase (pr. 849) și gnaise porfiroide tip „Pietrosul Bistriței" (varietatea cloritoasă) (pr. 874),

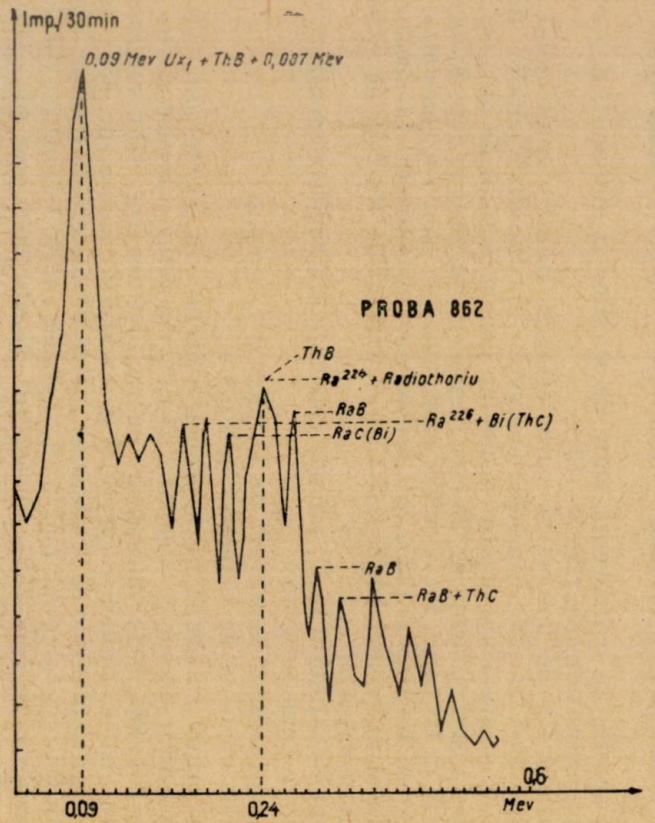


Fig. 2. — Spectrul γ obținut pe șisturi sericito-cloritoase. Valea Borca.

Fig. 3. — Spectrul γ obținut pe paragnaise biotitice. Creasta Beneș.

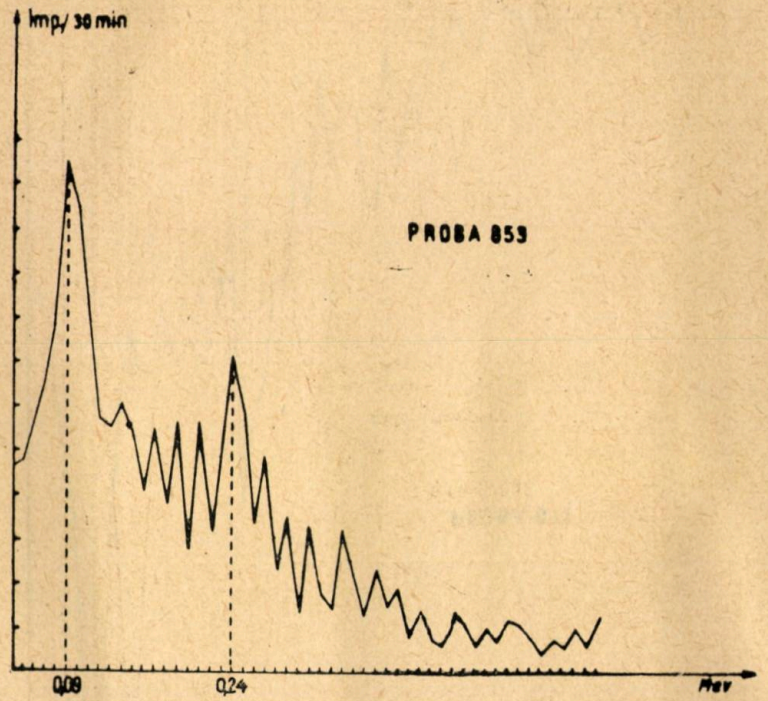


Fig. 4. — Spectrul γ obținut pe gnaise liniare cuarțo-feldspatice + biotit. Valea Neagra.

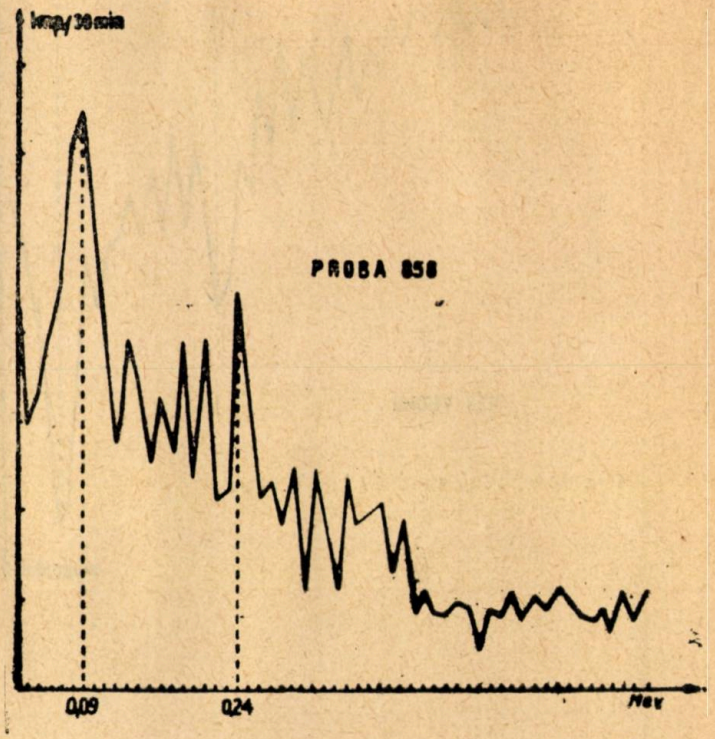


Fig. 5. — Spectrul γ obținut pe metatufuri bazice. Valea Neagra.

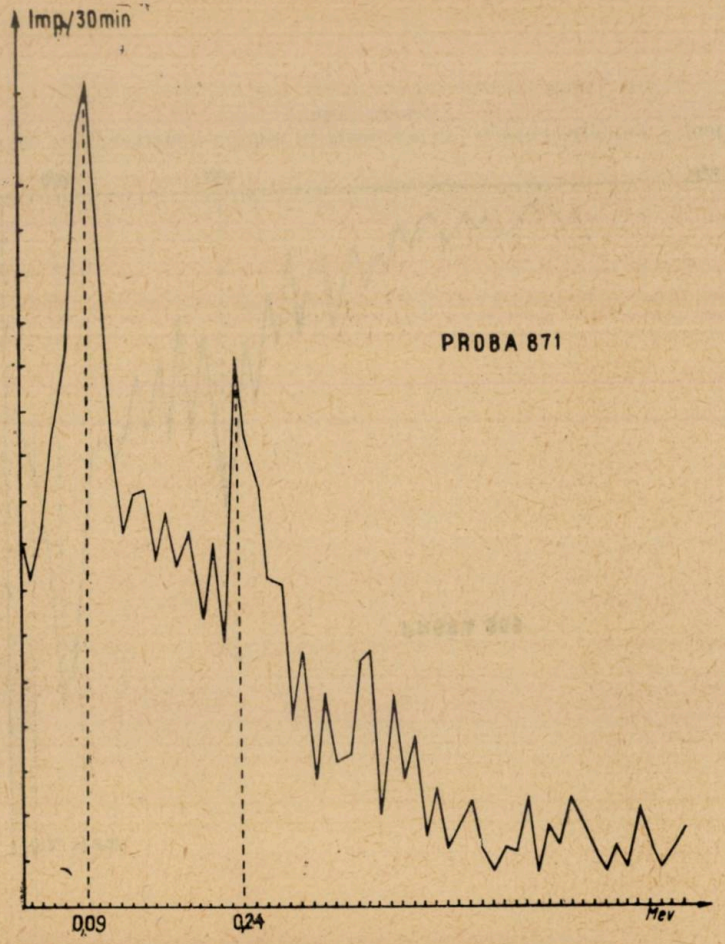


Fig. 6. — Spectrul γ obținut pe șisturi clorito-sericitoase cuarțitice.

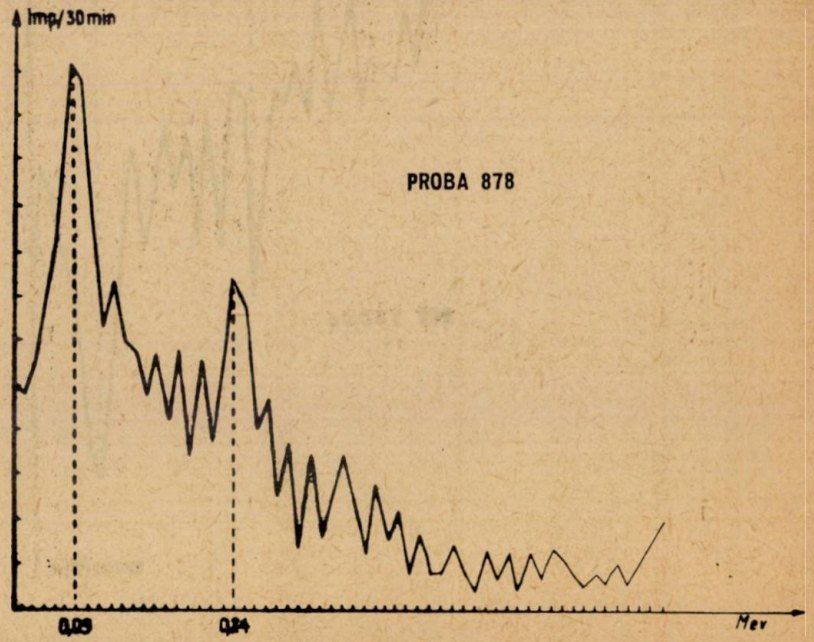


Fig. 7. — Spectrul γ obținut pe gnaise cuarțo-feldpsatice diaftorizate. Valea Borca.

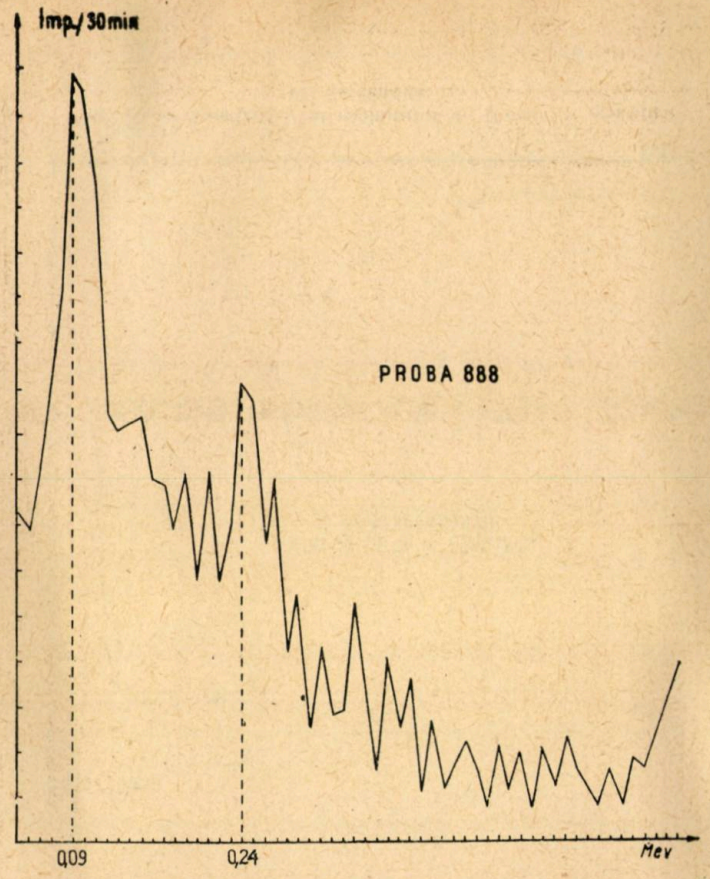


Fig. 8. — Spectrul γ obținut pe granognaise diaftorizate. Valea Naghirez.

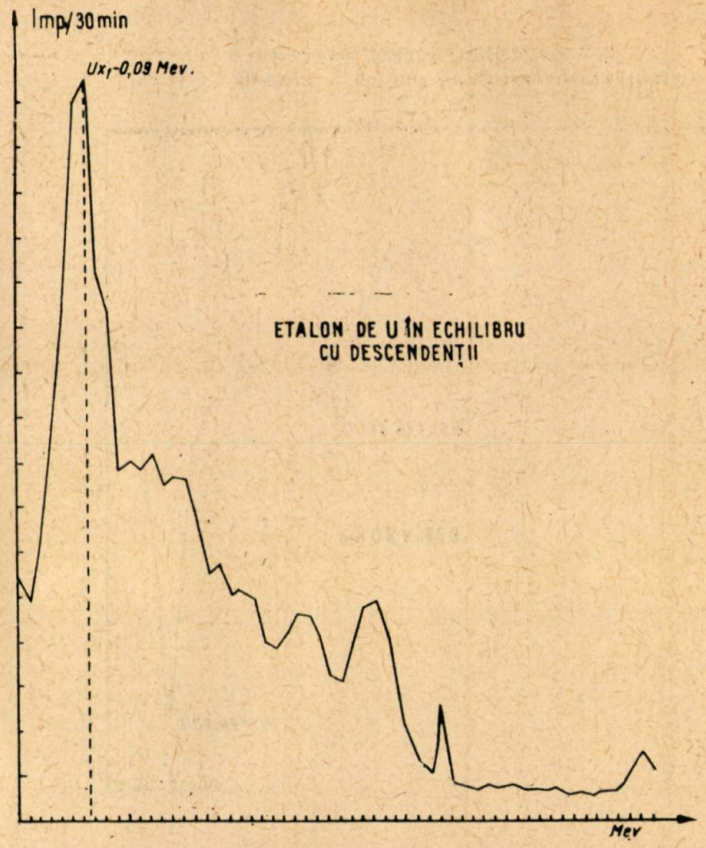


Fig. 9. — Spectrul γ al etalonului de uraniu în echilibru cu descendenții.

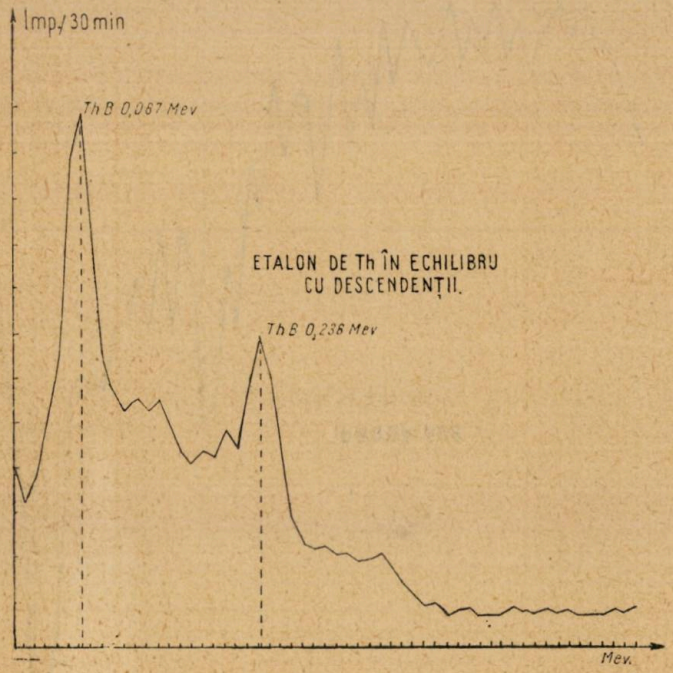


Fig. 10. — Spectrul γ al etalonului de thoriu în echilibru cu descendenții.

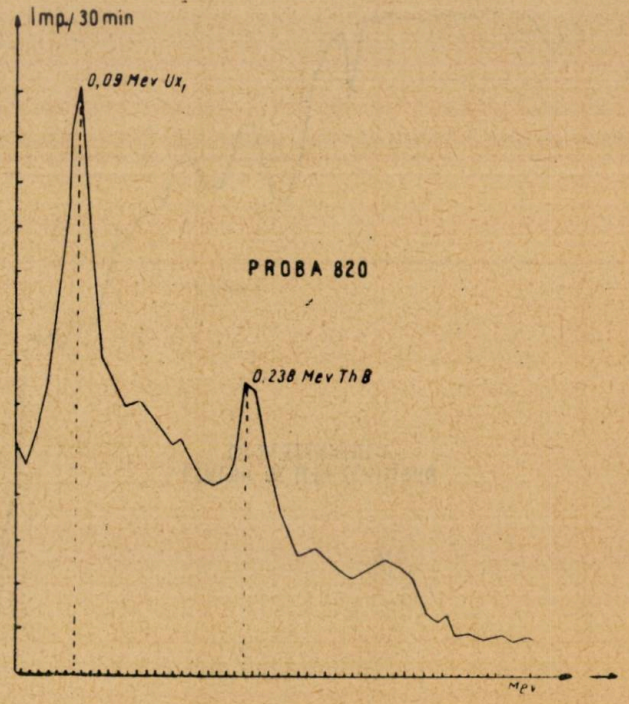


Fig. 11. — Spectrul γ obținut pe gnaise cuarțo-feldspatice. Valea Neagra Broștenilor.

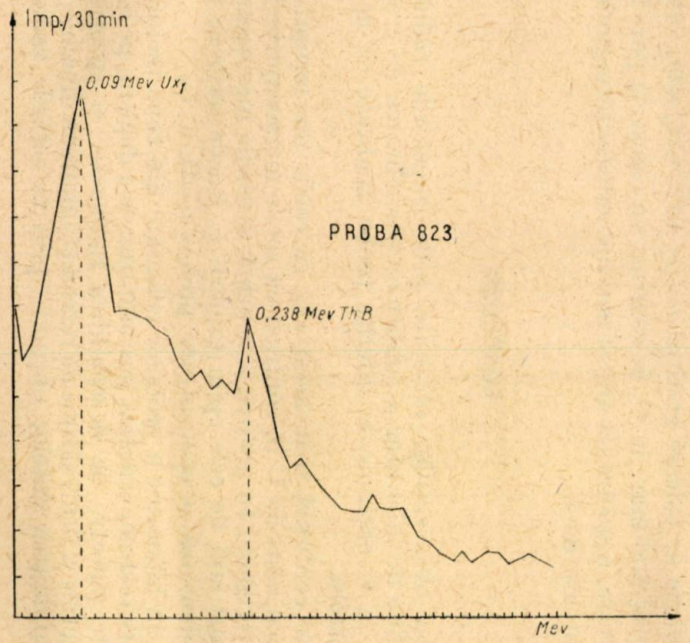


Fig. 12. — Spectrul γ obținut pe micașisturi biotitice. Valea Negrișoara.

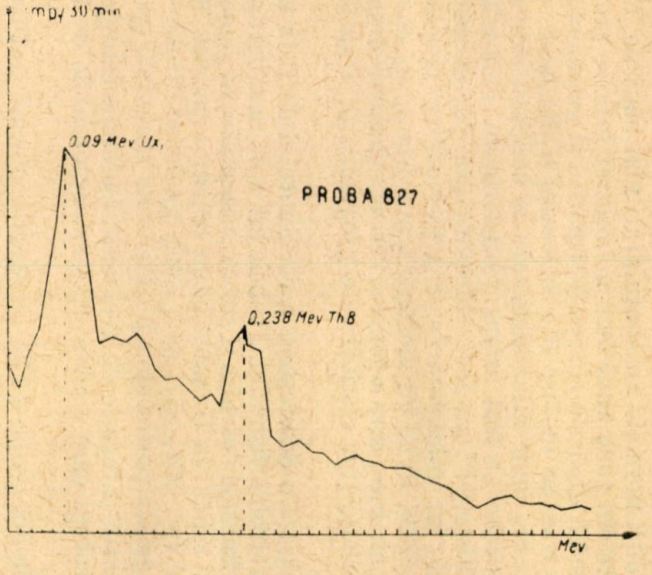


Fig. 13. — Spectrul γ obținut pe șisturi sericito-cloritoase + biotit. Valea Negrișoara.

care în condiţii normale au conţinuturi mai mari de U. Aceste probe au fost colectate din zone unde s-au manifestat intense procese de retrometamorfism. Astfel, gnaisele cuarţo-feldspatice şi granognaisele sînt colectate din zone de fracturi închise (de forfecare) şi din baza seriei migmatice de Tulgheş, şariate, unde mineralele care au conţinut ridicat de U (feldspatul potasic şi micele) au fost intens transformate. Gnaisele porfiroide de tip „Pietrosul Bistriţei" au fost colectate din partea periferică a dykeului de Pietrosul, iar micaşisturile cuarţo-biotitice cloritoase din zona de contact a acestui dyke cu mezozona autohtonului, unde s-a dezvoltat o zonă de milonitizare, care a generat retromorfozarea dinamică atît a unora, cît şi a celorlalte (tot cloritul este provenit din transformarea biotitului primar).

Se constată o descreştere a conţinutului de U în raport cu creşterea intensităţii retromorfismului. Probele din a doua subgrupă au fost colectate din zone de fracturi deschise şi sînt reprezentate, în general, prin roci cu un conţinut mai ridicat în U : micaşisturi biotitice (pr. 842, 843, 851, 872, 903), tufoide acide (pr. 856, 857, 859, 860), gnaise porfiroide tip „Mîndra" (pr. 884, 885) şi gnaise porfiroide tip „Pietrosul Bistriţei" (pr. 873).

În această categorie de accidente tectonice este posibilă o circulaţie intensă de soluţii care credem că sînt responsabile de levigarea, în bună parte, a U.

Probele din grupa a II-a cu spectru normal sînt colectate din zonele neafectate de procese tectonice. Spectrele γ obţinute au aspect normal, caracteristic U şi Th în echilibru cu descendenţii lor (fig. 9—13).

În grupa a III-a, caracterizată prin raportul Th/U subunitar, intră în general probele de calcare grafitoase (pr. 812, 834, 838, 845, 846, 847).

Conţinutul mai mare în U, în contrast cu calcarele pure larg cristalizate, se datoreşte, aşa cum s-a arătat mai sus, substanţei organice, care este o avidă receptoare de U.

CONCLUZII

Corelarea observaţiilor obţinute prin cercetările radiometrice de teren cu studiile de laborator a confirmat posibilitatea de a se paraleliza conţinuturile în U obţinute în diferite probe analizate cu natura petrografică a acestora.

Astfel se confirmă şi în acest caz că rocile metaeruptive acide au conţinuturi mai mari de U în contrast cu rocile metaeruptive bazice şi cu formaţiunile terigene. În acestea din urmă, şisturile mezometamorfice au valori mai mari faţă de cele epimetamorfice. Rocile terigene cu conţinut de grafit evidenţiază o concentrare preferenţială a U.

Analiza în laborator a probelor colectate din zone tectonizate şi din zone neafectate tectonic a arătat posibilitatea de a depista, pe baza spectrelor γ obţinute (spectre de dezechilibru radioactiv şi spectre normale), sisteme de fracturi şi fisuri şi zone de retrometamorfism dinamic, confirmînd totodată valabilitatea datelor obţinute prin cercetările radiometrice de teren.

CONTRIBUTIONS À L'ÉTUDE DE LA DISTRIBUTION DES ÉLÉMENTS RADIOACTIFS DANS LES FORMATIONS CRISTALLOPHYLLIENNES DES CARPATES ORIENTALES

RÉSUMÉ

Les études radiométriques effectuées en terrain dans la région située entre Pop Ivan et Tulghes (Carpates orientales) sur les formations cristallophylliennes ont prouvé qu'il est possible de dépister des systèmes de fracturse et de fissures, étant donné que dans les zones tectonisées les manifestations radioactives sont plus actives.

Afin de vérifier ces constatations on a collecté systématiquement dans la région de Broşteni-Tulgheş un nombre appréciable d'échantillons représentant tous les types de roches, tant celles des zones tectonisées (fractures ouvertes, zones de rétrométamorphisme dynamique, zones de charriage) que celles des zones qui n'ont pas eu à subir des processus semblables. Les échantillons ont été analysés au laboratoire et les résultats de ces analyses nous ont amenés à conclure que :

1. Vu la teneur en uranium et thorium des échantillons récoltés dans les zones non affectées par des fractures (de failles et fissures), les échantillons collectés dans les zones tectonisées — quelle que soit la nature de la roche — relèvent, dans la plupart des cas, une baisse de la teneur en uranium et, toujours, une hausse marquée de la teneur en thorium.

2. Dans les échantillons prélevés dans les zones n'ayant pas subi de modifications tectoniques, les roches qui avaient indiqué les teneurs les plus élevées (teneurs Clark) en uranium ($U > 5$ p. p. m.) étaient celles issues de la métamorphisation de produits éruptifs acides (gneiss porphyroïdes — du type « Mîndra », gneiss porphyroïdes du type « Pietrosul Bistriţei » et tufs acides), des schistes mésométamorphiques (micaschistes et paragneiss biotitiques) et la plupart des schistes graphiteux.

Les valeurs moyennes (3 p.p.m. $< U < 5$ p.p.m.) ont indiqué les divers types de schistes épimétamorphiques à teneur réduite en quartz, les métatuffites acides et certains calcaires graphiteux.

Les petites valeurs (1 p.p.m. $< U < 3$ p.p.m.) caractérisent les amphibolites, les métatufs basiques et les calcaires à faible teneur en graphite tandis que les valeurs les plus réduites caractérisent les calcaires largement cristallisés (pratiquement inactifs).

Ces échantillons ont le rapport $Th/U \approx 2-3{,}5$ (rapport normal) ; les spectres gamma qui en résultent ont un aspect normal, les caractéristiques U et Th en équilibre avec leurs descendants.

3. Les échantillons récoltés dans les zones affectées par des fractures et des processus de rétromorphisme dynamique ont le rapport Th/U anomal (entre 4 et 30, parfois même davantage) et les spectres gamma résultés sont ceux d'un déséquilibre radioactif à grandes fréquences de maxima et minima qui caractérisent surtout les canaux énergétiques de Ra (Ra ^{226} Ra ^{224}, RaB, RaC) et du bismuth.

L'abondance du Th dans les zones tectonisées est, en réalité, un résultat du déséquilibre radioactif entraîné par la hausse de la teneur en

Ra, élément qui, grâce à sa migration facile, s'est concentré sur les systèmes de fractures. En ce cas-ci, le rapport Th/U signifie Th + l'excès de Ra vis-à-vis de la situation d'équilibre, rapporté à l'U.

L'analyse effectuée au laboratoire sur des échantillons récoltés dans les zones tectonisées et dans celles qui n'ont pas eu à subir de modifications tectoniques a prouvé qu'il est possible de dépister, grâce aux spectres gamma obtenus, des systèmes de fractures et des zones de rétromorphisme dynamique et a confirmé par là la valabilité des données indiquées par les recherches radiométriques en terrain.

BIBLIOGRAFIE

1. Adams J. A. S., *Laboratory γ-ray-spectrometer for geoc hemical studies*, Semicentennial Publication Rice University, 1964.
2. Berger I. A. a. Deul M., *The organic geochemistry of uranium*, Proc. of Internat. Conf. on the Peaceful Uses of Atomic Energy, Geneva, United Nations, New York, 1955.
3. Brooke C., Pocciotto E. et Poulaert G., *Mesure directe de l'uranium et du thorium par spectrométrie gamma*, Bull. Soc. Belge de Géol., Paléont., Hydrol., 1958, **LXVIII**, *2*.
4. Coulomb R., Goldzstein M. et Schiltz J. C., *Traitement par ordinateur des spectres γ. Application au dosage des mélanges des radioéléments naturels ou artificiels*, Rap. C.E.A., R 2850, Centre d'études nucléaires de Fontenay-aux-Roses, 1965.
5. Charlet J. M., *La spectrométrie γ et son utilisation dans l'étude des minéraux radioactifs*, Bull. Soc. Belge de Géol., Paléont., Hydrol., 1964, **LXXIII**, *1*.
6. Coppens R., Durand S. et Jurain I., *Equilibre et déséquilibre radioactifs dans les minéraux et les roches. Conséquences géochimiques et géochronologiques*, Sci. de Terre, 1964—1965, **X**, *2*, 105—131.
7. Дамарев Ж., *Геология урановых месторождений капиталистических стран*, Госгеолтехиздат, Москва, 1957.
8. Giuşcă D., Lemne M., Mînzatu S. şi Ioncică M., *Contribuţii la studiul masivelor granitice dobrogene*, Dări de seamă Inst. geol., 1967, **LII**, partea a 2-a.
9. Horwath E., *Study of absorption of uranium from natural waters containing traces of uranium*, Bull. Inst. Nucl. Res. Hung. Acad. Sci. Atomik, 1960, *2*, 177—183.
10. Ianovici V. şi Ionescu C., *Structura şi stratigrafia şisturilor cristaline din reg. Izvoarelor Ţibăului—V. Coşna (Carpaţii Orientali)*, St. şi cerc. geol. geofiz. geogr., Seria geologie, 1966, **XI**, *1*.
11. Ianovici V. et Pitulea G., *Étude radiostratigraphique dans le Cristallin des Carpates orientales*, Rev. roum. de Géol., Géophys. et Géogr., Série Géologie, 1965, **9**, *2*.
12. Ianovici V., Pitulea G. şi Lemne M., *Contribuţii la studiul zăcămîntului de baritină de la Ostra*, St. şi cerc. geol. geofiz. geogr., Seria geologie, 1965, **XI**, *2*.
13. Idriceanu Tr. şi Erhan V., *Consideraţiuni petrochimice asupra rocilor porfirogene din Carpaţii Orientali (cristalinul Bistriţei şi al Moldovei)*, Anal. Univ. „Al. I. Cuza", secţia a II-a, 1960, **VI**, *2*.
14. Lauterbach R., *γ-Spektrometrie geringaktiver natürlicher Gesteine zur petrogenetischen Untersuchung zur Lagerstättenforschung und zur raschen Grobbestimmung des Gesteinsalters*, Sonderdruck aus Kernenergie, 7. Jahrgang, 1964, *8*, 622—628.
15. — *Geologische Ergebnisse und Probleme der Gamma-Spektrographie von Gesteinsproben in Handstückgröße und ohne erhöhte Radioaktivität*, Sonderdruck aus Geophysik und Geologie, 1964, *6*.
16. Мелков В. и Пубалсий М., *Поиски месторождений урана*, Госгеолтехиздат, Москва, 1952.
17. Savul M. şi Mastacan Gh., *Contribuţii la cunoaşterea gnaiselor porfiroide din Carpaţii Orientali*, Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Secţiunea de şt. biol., agron., geol., geogr., 1952, **IV**, *2*.
18. Szalay A., *The enrichment of uranium in some brown coals in Hungary*, Acta Geol. Hung., 1954, **2**, 299—311.
19. — *Investigation on adsorption of cations of large atomic weight and high valence on humic colloids*, Comm. Third. Math. Phys. Class., Hung. Acad. Sci., 1954, *4*, 327—342.

20. SZALAY A., *The role of humus in the Geochemical enrichment of uranium in coal and other bioliths*, Acta Phys., Acad. Sci. Hung., 1957, **8**, 25–36.
21. — *The significance of humus in the geochemical enrichment of uranium*, Proc. of the Second Internat. Conf. on the Peaceful Uses of Atomic Energy, Geneva, United Nation, New York, 1958, **2**, 182–186.
22. — *Cation exchange properties of humic acids and their importance in the geochemical enrichment of* UO_2^{++} *and other cations*, Geochimica et cosmochimica Acta, 1964, **28**, 1605–1614.
23. VINE J. D., *Geology of uranium in coaly carbonaceous rocks*, 1962, USGS Prof. Paper 356–D.

Academia Republicii Socialiste România
și
Comitetul de Stat al Geologiei.

Primită în redacție la 5 aprilie 1967.

ASUPRA VÎRSTEI ABSOLUTE A FORMAȚIUNILOR CRISTALINE DIN VORLANDUL OROGENULUI CARPATIC

DE

D. GIUȘCĂ,
MEMBRU CORESPONDENT AL ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

V. IANOVICI
MEMBRU CORESPONDENT AL ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

SILVIA MÎNZATU, M. SOROIU, MARIA LEMNE, ANCA TĂNĂSESCU și MAGDALENA IONCICĂ

55(05)

În alcătuirea vorlandului carpatic au fost deosebite mai multe unități. Fundamentul cristalin al platformei în partea de NE a Moldovei reprezintă continuarea terenurilor scutului ucrainean, acoperite de o stivă groasă de sedimente. Forajele de la Bătrînești, Todireni și Iași au interceptat șisturile cristaline la adîncimea de circa 900 m ; la Todireni și Iași s-au săpat 500 m în aceste terenuri, iar la Bătrînești numai 20 m, obținîndu-se date care permit să ne facem o idee concretă asupra naturii lor petrografice.

Dobrogea de nord este un segment din catena kimmerică, alcătuit din zona Măcinului, consolidată în timpul mișcărilor hercinice, și zona Tulcea, consolidată în timpul mișcărilor kimmerice vechi. Spre nord-vest de Galați, formațiunile catenei kimmerice fiind întîlnite în foraje pe o distanță apreciabilă, se consideră că limita catenei se găsește în vecinătatea orașului Bacău. Este posibil ca această catenă să se racordeze spre est în releu cu structurile din Caucaz, a căror evoluție s-a terminat mult mai tîrziu.

În zona Măcinului se întîlnesc formațiuni mezometamorfice și epimetamorfice, acoperite de depozite siluriene, devoniene și carbonifere. Pe o distanță de numai 2 km, profilul de la Priopcea arată succesiunea aparent concordantă a șisturilor mezometamorfice și epimetamorfice,

St. și cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie t. 12 nr. 2 p. 287–296 București 1967

a șisturilor siluriene slab metamorfozate și a depozitelor devoniene fosilifere.

Linia Pecineaga — Camena delimitează catena kimmerică spre sud; compartimentul următor corespunde unității șisturilor verzi, formațiune cu caracter de fliș, care repauzează la Ceamurlia peste șisturi mezometamorfice, asemănătoare celor din zona Măcinului. Pe o lățime de circa 5 km de la linia Pecineaga — Camena, partea bazală a șisturilor verzi este metamorfozată în subfaciesul sericit-clorit. Întreaga stivă este caracterizată prin dezvoltarea accentuată a unui clivaj de forfecare.

O a doua linie majoră de dislocație, Capidava — Ovidiu, delimitează unitatea șisturilor verzi, cu caracter de horst, față de Dobrogea meridională. În forajele de la Palazu-Mare, la nord de Constanța, s-a întîlnit fundamentul cristalin la adîncimea de peste 500 m. Acesta cuprinde gnaise granitice acoperite de o formațiune feruginoasă cu caractere petrografice extrem de variate, metamorfozată în faciesul amfibolitelor. Spre vest, la Poiana, aceste terenuri nu au mai fost întîlnite pînă la 1 800 m. În schimb, în partea vestică a perimetrului cercetat cu foraje la Palazu-Mare, complexul feruginos suportă un pachet de tufuri și lave bazaltice. La Poiana, acestea au fost interceptate în partea bazală a unei suite de șisturi roșii și verzi, de grauwacke și conglomerate.

Vîrsta formațiunilor menționate și raporturile lor geologice au făcut obiectul a numeroase interpretări în decursul timpului. Determinările de vîrstă absolută aduc în această privință noi elemente sau precizări. Lucrările au fost făcute în cadrul Institutului geologic prin metoda potasiu-argon. Colectivul condus de M. Soroiu a folosit pentru dozarea argonului radiogen tehnica activării cu neutroni, iar colectivul format din M. Lemne, A. Tănăsescu și M. Ioncică tehnica volumetrică, cu corecție bazată pe control izotopic. Dozarea potasiului a fost executată de cercetătorii laboratorului.

Principalele date privind probele analizate sînt grupate în tabelul nr. 1. Pentru calculul vîrstei s-au folosit în toate cazurile valorile $\lambda_\beta = 4{,}72 \cdot 10^{-10}$ ani $^{-1}$ și $\lambda_K = 0{,}557 \cdot 10^{-10}$ ani $^{-1}$.

Forajul de la Bătrînești a interceptat pe o distanță de 20 m gnaise plagioclazice cu biotit și hornblendă, larg cristalizate, avînd textura slab orientată. Aceste gnaise sînt străbătute de filoane de pegmatite cu microclin, de culoare roșie sau verde, practic lipsite de muscovit.

Vîrsta biotitului din gnaise este de 1 500 mil. ani, iar vîrsta microclinului din pegmatite de 300 mil. ani.

La Todireni, coloana de șisturi cristaline care a fost extrasă măsoară circa 500 m (900—1 433 m). Cea mai mare parte este formată din șisturi migmatice roșii sau cenușii, cu ochiuri largi de microclin. Proporția porfiroblastelor de microclin este variabilă, textura gnaisică pînă la masivă. Gnaisul este alcătuit din microclin, oligoclaz, cuarț, biotit, hornblendă, accesoriu, apatit, ortit, sfen și zircon, ocazional magnetit și pirită. În partea inferioară a coloanei s-au întîlnit și intercalații de paragnaise plagioclazice cu biotit.

Gnaisul de Todireni este străbătut de numeroase filoane de pegmatit de culoare roșie sau roz, iar la extremitatea inferioară a coloanei s-a

întîlnit, în gnaisele plagioclazice, granit roz pal cu muscovit și biotit. Într-un singur punct a fost interceptat un filon de bazalt.

Din gnaisul de Todireni s-au analizat cristale de biotit și de microclin :

biotit	1 148 m, 1 420 mil. ani
”	1 159 m, 1 398 mil. ani
”	1 214 m, 1 448 mil. ani
microclin	1 101 m, 1 593 mil. ani
”	1 156 m, 1 448 mil. ani

Vîrsta aparentă a biotitului din granitul roșu este de 1 280 mil. ani, iar vîrsta microclinului din pegmatite, cu un început de transformare în sericit și albit, este mai mică :

microclin	1 116 m, 1 005 mil. ani
”	1 344 m, 1 110 mil. ani

Unul din forajele de la Iași a pătruns cu 40 m în paragnaise plagioclazice cu almandin și sillimanit. Al doilea a străbătut complexul gnaisic pe o distanță de 500 m, punînd în evidență numeroase intercalații leucocrate de gnaise cu oligoclaz, cu microclin sau cu oligoclaz și microclin. În unele carote a fost posibil să se observe structura ptygmatică a acestora.

Vîrsta biotitului din paragnaise de 1 336 mil. ani (1 260 m) și de 1422 mil. ani (1 163 m) este în acord cu determinările privind vîrsta gnaisului de Todireni.

Din ansamblul acestor date rezultă că în alcătuirea fundamentului cristalin al Platformei Moldovenești intră paragnaise oligoclazice, care formează substratul unor întinse zone de migmatizare. Paragnaisele sînt asemănătoare celor descrise în partea nord-vestică a scutului ucrainean și examinate pe teren în regiunea Teterev—Bug de unul dintre autori. Deși vîrsta acestor roci este încă obiect de controversă, se pare că ele sînt arhaice superioare, dar, împreună cu magmatitele vechi, au suferit pe zone largi, influența unor mișcări în timpul proterozoicului mijlociu, astfel că vîrsta K—A este de numai 1 600 mil. ani. O concluzie asemănătoare poate fi acceptată deocamdată și pentru formațiunile cristaline ale Platformei Moldovenești.

Forajele de la Palazu-Mare au străbătut pe o adîncime de 500—900 m formațiuni cristaline alcătuite preponderent din cuarțite, micașisturi, șisturi amfibolice și piroxenice, în care magnetitul se asociază în proporții variabile, rezultînd roci cu o textură rubanată pregnantă. Aceste șisturi sînt puternic redresate, iar în zonele marginale sînt asociate cu micașisturi cu andaluzit, sillimanit și almandin.

Unele din rocile cele mai caracteristice ale complexului feruginos sînt șisturile cu biotit, almandin și cummingtonit. Rocile tipice ale complexului feruginos nu pot fi deosebite de șisturile intens metamorfozate din zona Krivoi-Rog, studiate de R. I. Siroștan și examinate la Institutul geologic al Academiei R.S.S. Ucrainene de unul dintre autori.

Judecînd după parageneza muscovit-almandin-andaluzit-sillimanit a micașisturilor amintite, metamorfismul formațiunii feruginoase este caracterizat printr-o presiune mai redusă decît cea corespunzătoare seriei normale a faciesurilor din zonele orogene (tip grampian). Absența cordieritului arată, pe de altă parte, o presiune mai ridicată decît în rocile

din platoul Abukuma, descrise de M y a s h i r o. Putem considera că aceste condiții sînt caracterizate prin subfaciesul andaluzit-sillimanit-almandin-muscovit, a cărui temperatură corespunde zonei cu disten, realizată însă la o adîncime mai mică decît obișnuit în zonele orogene.

Fără îndoială că gnaisele au suferit efectele metamorfismului formațiunii feruginoase mai tinere, iar vîrsta lor aparentă trebuie să corespundă vîrstei acestui metamorfism.

Pentru muscovitul din gnaise, asociat în rocă cu biotit parțial cloritizat, s-a determinat prin tehnica activării argonului vîrsta de 1 673 și respectiv, 1 713 mil. ani, iar pentru muscovitul de la contactul filoanelor de pegmatit 1 763 mil. ani. Pentru microclinul din gnaise s-a determinat prin tehnica volumetrică vîrsta de 1 853 mil. ani. Aceste date pledează pentru vîrsta krivoi-rogiană a formațiunilor feruginoase de la Palazu-Mare și, implicit, pentru vîrsta arhaică a fundamentului său. Situații similare au fost descrise de N. O. S e m e n e n k o și colaboratorii săi în partea estică a scutului ucrainean, unde formațiunile arhaice prezintă vîrsta aparentă a formațiunilor de Krivoi - Rog în vecinătatea acestora, în cazul determinării cu metoda potasiu-argon.

Numeroase falii vechi fragmentează aceste terenuri în regiunea Palazu-Mare. În partea de sud a perimetrului cercetat, gnaisele granitice au fost interceptate imediat sub cuvertura de calcare jurasice, la 550 m; spre vest, la aceeași adîncime, s-a întîlnit complexul spilitic rifean, iar șisturile feruginoase cu 200 m mai jos. Studiul carotelor a pus în evidență zone de intensă diaftoreză și numeroase suprafețe de dislocație cu minerale secundare, în parte cu oglinzi de fricțiune. De aceea, o parte din probele luate din gnaisele granitice arată vîrste aparent mult mai mici, între 520 și 747 mil. ani (529, 656, 747), care se corelează cu vîrstele obținute pentru șisturile cristaline din Dobrogea centrală. Din aceste date apreciem și fragmentarea intensă a terenurilor cristaline de la Palazu-Mare care este legată de mișcările baicaliene și mai vechi.

O altă serie de determinări privesc șisturile verzi din Dobrogea. Acestea reprezintă o formațiune cu caracter de fliș, alcătuită preponderent din grauwacke, cuarțite și pelite verzi, cu rare intercalații de conglomerate. La Ceamurlia — Fîntîna-Mare, șisturile verzi repauzează peste șisturi cristaline mezozonale intens diaftorizate în vecinătatea contactului; șisturile verzi se prezintă aici ca șisturi cristaline, cuarțite cloritoase, filite, șisturi cu cloritoid, șisturi cu albit, clorit și epidot. Spre sud, caracterul metamorfic se șterge, dar clivajul rămîne pronunțat. La Casimcea și Sibioara se întîlnesc conglomerate intraformaționale cu elemente de gnaise sau microclin din gnaise, granite, porfire cuarțifere; în pelitele din zona sudică apar frecvent șisturi violacee.

În forajul de la Poiana, coloana cuprinde, așa cum s-a arătat mai înainte, șisturi verzi și roșii, grauwacke, conglomerate cu elemente largi de gnaise și porfire cuarțifere, precum și tufuri spilitice și spilite. Acestea din urmă formează un nivel puternic în bază, iar la Palazu-Mare stau direct peste formațiunea feruginoasă descrisă mai înainte. Nivelele de grauwacke și de microconglomerate sînt cu totul asemănătoare rocilor întîlnite la Casimcea și Sibioara în complexul șisturilor verzi. Studiul sporilor a arătat

că șisturile verzi, cu excepția posibilă a seriei superioare, aparțin rifeanului superior.

Pentru șisturile verzi epimetamorfice de la Ceamurlia s-au determinat vîrsta de 596 mil. ani cu o probă luată la suprafață și vîrsta de 590 mil. ani cu o probă de la 941 m adîncime din forajul de la Mihai Viteazu, care arată deja o structură cristaloblastică. O serie de probe de șisturi verzi de la Mihai Viteazul au dat valori mai reduse : 542 (la 808 m adîncime), 529 și 440 mil. ani, ultima cu mult în afara erorilor analitice posibile. Pentru o probă de șist roșcat luată din carotele de la Poiana, de la adîncimea de 875 m, s-a determinat vîrsta de 556 mil. ani.

Pentru probele de șisturi verzi din forajele de la Altîn-Tepe s-au determinat vîrste mult mai mici, 143, 236, 350, 381 și 465 mil. ani, datorate probabil condițiilor locale în vecinătatea zăcămîntului de pirită cupriferă, care au dus la pierderea parțială a argonului. Vîrsta filitelor verzi de la Tulcea (la Monument) a fost mult dezbătută. Unii autori le-au considerat ca șisturi verzi. Una dintre vîrstele obținute de noi, și anume 543 mil. ani, merită a fi reținută,deoarece sugerează că șisturile epizonale din zona Tulcea pot fi paralelizate cu șisturile verzi din Dobrogea centrală.

Ținînd seama, pe de o parte, că în întreaga stivă de șisturi verzi se observă un clivaj foarte accentuat, legat de mișcări care au determinat metamorfismul părții bazale și au șters diferențele de vîrstă ale sedimentării, iar pe de altă parte că vîrstele cele mai ridicate nu arată variații regionale sistematice, considerăm că datele prezentate pot fi corelate satisfăcător. În ansamblu, ele corespund vîrstei mișcărilor baicaliene, care au imprimat flișului rifean aspectele sale cele mai caracteristice.

Șisturile argiloase și cuarțitele verzi și roșii întîlnite la Bordeiu-Verde (est de Făurei) la adîncimi de 2 300 — 3 000 m, sub cuarțite ordoviciene, par să fie mai tinere. Probele luate de la 2 368, 2 813 și 3 003 m au vîrsta de 469, 516 și 498 mil. ani, valori corelabile, care corespund cambrianului superior.

*

Șisturile verzi se dispun în zona Ceamurlia — Altîn-Tepe peste șisturi cristaline metamorfozate în subfaciesul staurolit-almandin ; vîrsta biotitului într-o probă de micașist este de 711 mil. ani, iar a muscovitului din aceeași probă de 634 mil. ani. Aceste date sînt comparabile cu unele valori obținute de N. O. Semenenko pentru șisturile cristaline din Masivul Rahov din Carpații Ucraineni. N. O. Semenenko, analizînd o probă de amfibolit colectată la Ceamurlia, nu departe de limita șisturilor verzi, într-o zonă în care sînt cunoscute zone de diaftoreză, a dat vîrsta de 530 mil. ani, în acord cu vîrsta mișcărilor baicaliene.

În zona Măcin se cunoaște o fîșie de șisturi mezometamorfice cu totul asemănătoare celor de la Camena — Ciamurlia — Altîn-Tepe, cu care se găsesc în aproape nemijlocită continuitate. Ele sînt asociate cu formațiuni epimetamorfice. Aceste terenuri au fost considerate ca devoniene, precambriene sau cambro-ordoviciene.

În ultimii ani, O. Mirăuță le consideră în continuitate cu filitele și calcarele siluriene ; în schema sa stratigrafică, cuarțitele de la Priopcea, situate imediat sub efectele siluriene, sînt ordoviciene. În concepția sa, metamorfismul întregului complex cristalin și al paleozoicului datat este caledonian sau hercinic.

Tabelul nr. 1

Vîrsta absolută a rocilor din vorlandul orogenului carpatic *

Nr. crt.	Localitatea şi adîncimea	Natura rocii	Materialul analizat	Conţinutul		Vîrsta mil. ani	Analist
				K%	$A^{40}\ 10^{-7}$ g/g		
1	Bătrîneşti	gnais	biotit	6,81	10,61	1 500	Soroiu
2		pegmatit	microclin	10,38	13,18	1 300	,,
3	Todireni 1 148 m	gnais cu microclin	biotit	6,27	8,99	1 420	,,
4	1 159 m	,, ,, ,,	,,	6,06	8,53	1 398	,,
5	1 214 m	,, ,, ,,	,,	4,01	5,93	1 448	,,
6	1 101 m	,, ,, ,,	microclin	10,00	16,98	1 593	,,
7	1 156 m	,, ,, ,,	,,	10,05	14,91	1 448	,,
8	1 348 m	,, ,, ,,	biotit	4,75	6,20	1 327	,,
9	1 116 m	pegmatit	microclin	9,97	9,00	1 005	,,
10	1 344 m	,,	,,	10,08	10,37	1 110	,,
11	Iaşi 1 260 m	paragnaise cu oligoclaz	biotit	5,17	6,93	1 336	Lemne
12	1 164 m	,, ,, ,,	,,	4,97	7,21	1 422	,,
13	Palazu-Mare 715 m	granit granitic	muscovit	7,93	15,07	1 713	Soroiu
14	,, 794 m	,, ,,	,,	8,27	15,10	1 673	,,
15	,, 946 m	,, ,,	microclin	6,23	13,24	1 853	Lemne
16	,, 1 030 m	,, ,,	,,	3,89	2,43	747	,,
17	,, 1 058 m	,, ,,	,,	2,58	1,39	656	Soroiu
18	,, 1 153 m	pegmatit	muscovit	8,47	16,76	1 763	,,
19	,, 1 019 m	micaşist cloritizat	micaşist	0,34	0,263	887	,,
20	Ceamurlia	micaşist	biotit	4,55	2,70	711	Lemne
21		,,	muscovit	6,33	1,90	634	,,
22	Măcin, cariera Epaminonda	,,	,,	7,02	2,25 (2,14—2,36)	419 (403—435)	,,
23	Măcin, Sărăria	pegmatit	,,	8,03	2,41	390	,,
24	,, ,,	,,	,,	6,78	2,17	420	Soroiu
25	Cerna	amfibolit	amfibolit	0,29	0,053	252	,,
26	Floreşti	cuarţit sericitos	cuarţit sericitos	1,72	0,69 (0,64—0,73)	508 (474—543)	Lemne
27	,,	filit sericitos	filit sericitos	3,87	0,94	329	Soroiu

* M. Soroiu, S. Anastase şi S. Mînzatu, *Determinarea vîrstei absolute a gnaiselor de la Todireni-Iaşi şi Dobrogea prin metoda K/A*, Rap. arh. Inst. geol., 1964.

S. Mînzatu, M. Soroiu, C. Vasiliu şi R. Ianc, *Determinări de vîrstă absolută ale şisturilor cristaline mezozonale şi epizonale din Dobrogea*, Rap. arh. Inst. geol., 1965.

S. Mînzatu, M. Lemne, A. Tănăsescu şi M. Ioncică, *Determinări de vîrstă absolută în complexul şisturilor verzi şi granitelor din Dobrogea*, Rap. arh. Inst. geol., 1965.

S. Mînzatu, M. Lemne, A. Tănăsescu, M. Ioncică şi A. Medeşan, *Determinări de vîrstă absolută*, Rap. arh. Inst. geol., 1965.

28	Cariera Piatra Rîioasă		cuarţit cu biotit	cuarţit cu biotit	1,51	0,52	445	Lemne
29	„ „ „		cuarţit sericitos	cuarţit sericitos	1,66	0,52	417	„
30	Ceamurlia		şist verde epimetamorfic cu sericit, clorit (seria infragrauwacke)	şist verde	2,65	1,27	596	Lemne
31	Mihai Viteazu	808 m	şist verde epimetamorfic	„ „	2,63	1,12 (1,09—1,14)	542 (529—556)	„
32	„ „	941 m	„ „	„ „	2,40	1,14	590	„
33	„ „		şist verde (seria grauwacke inferioară)	„ „	2,90	1,36	590	„
34	„ „		„ „	„ „	2,24	0,75	440	„
35	„ „		„ „	„ „	2,11	0,88	529	„
36	Altîn-Tepe, foraj		şist verde epimetamorfic seria infragrauwacke)	„ „	1,55	0,37	350	„
37	„ „		„ „	„ „	4,06	1,15 (1,07—1,23)	381 (359—403)	„
38	„ „		„ „	„ „	2,47	0,89 (0,84—0,93)	465 (444—487)	„
39	„ „		şist cuarţitic clorito-sericitos (seria grauwacke inferioară)	„ „	2,37	0,240	143	Soroiu
40	„ „		„ „	„ „	2,71	0,463	236	„
41	Poiana, foraj	875 m	şist roşu	şist	4,61	2,05	556	Lemne
42	Tulcea, Monument		filit sericitos cloritos	şist	1,89	0,70	474	Lemne
43	„ „		„ „ „	„	2,60	1,11	543	„
44	Bordeiu-Verde	2 368 m	şist	„	3,24	1,17 (1,14—1,19)	469 (460—478)	„
45	„	2 813 m	„	„	1,60	0,640	516	Soroiu
46	„	3 003 m	„	„	2,43	0,93	498	Lemne

Vîrsta aparentă a şisturilor mezometamorfice, rezultată din conţinutul actual în argon, este de 420, 419, 390 şi 252 mil. ani, iar a celor epimetamorfice este mai ridicată (508, 445, 417 mil. ani). Aceste date fac puţin probabilă vîrsta hercinică (sau chiar caledoniană) a metamorfismului. Pierderea de argon în timpul orogenezei hercinice nu a putut deplasa vîrsta aparentă în toate cazurile pînă la nivelul devonianului. Astfel, rezultatele obţinute sînt mai degrabă în acord cu vîrsta rifeană a metamorfismului, ceea ce ne permite să corelăm mai departe şisturile mezometamorfice cu cele asemănătoare de la Altîn-Tepe — Camena — Ceamurlia, precum şi cu cele de aceeaşi vîrstă din Carpaţii Orientali. Ele ar corespunde metamorfismului manifestat în rifeanul mijlociu.

★

Din ansamblul datelor obţinute se degajă unele concluzii generale.

1. Fundamentul Platformei Moldoveneşti este alcătuit din paragnaise cu oligoclaz şi migmatite, a căror vîrstă aparentă este de 1 400—1 500 mil. ani. Acestea sînt probabil terenuri mai vechi, influenţate de o orogeneză proterozoică mijlocie, aşa cum se constată în partea vestică a scutului ucrainean.

2. Ţinînd seamă de frecvenţa apariţiilor de bazalte rifeene asociate precambrianului din scutul ucrainean, considerăm că bazaltele interceptate de forajul de la Todireni sînt probabil rifeene.

3. În Dobrogea sudică se întîlnesc terenuri foarte vechi, granite gnaisice şi gnaise migmatice, care suportă o formaţiune feruginoasă. Aceasta cuprinde micaşisturi cu biotit, muscovit, almandin, andaluzit şi sillimanit, micaşisturi cu almandin, cuarţite şi cuarţite cu magnetit, şisturi cummingtonitice. Formaţiunea este metamorfozată în condiţiile de temperatură corespunzătoare seriei normale a faciesurilor din zonele orogene. Petrografic, rocile sînt asemănătoare cu cele din formaţiunea de Krivoi-Rog, cînd aceasta este metamorfozată la nivelul faciesului amfibolitelor. Vîrsta aparentă a gnaiselor din fundament este de 1 673 — 1 853 mil. ani, corespunzătoare adaptării la vîrsta metamorfismului seriei feruginoase. Vîrstele determinate sînt în acord cu concluziile petrografice, astfel încît considerăm că orogenul krivoi-rogian se dezvoltă spre sud pînă la Constanţa.

Sistemul de falii care fragmentează aceste terenuri, precum şi fenomenele de diaftoreză sînt legate de mişcările baicaliene şi mai vechi.

4. Şisturile cristaline mezometamorfice de la Altîn-Tepe — Ceamurlia aparţin subfaciesului staurolit-almandin. Vîrsta lor (634—711 mil. ani) este comparabilă cu aceea rezultată pentru şisturile cristaline din Masivul Rahov din Carpaţii Ucraineni. În vecinătatea limitei cu şisturile verzi, caracterizate prin zone de diaftoreză, vîrsta aparentă coboară pînă la cea corespunzătoare mişcărilor baicaliene.

5. Majoritatea datelor obţinute pe probe de şisturi verzi luate din zone lipsite de mineralizare pot fi corelate satisfăcător, permiţîndu-ne să considerăm că ele reflectă vîrsta dislocaţiilor care au determinat metamorfismul epizonal în zona Ceamurlia şi clivajul pronunţat, cu slabe recristalizări în restul formaţiunii. Datele de vîrstă de 542—596 mil. ani asociază metamorfismul acestor depozite de fliş orogenezei baicaliene,

iar sedimentarea lor, în acord cu datele micropaleontologice, spre sfîrșitul rifeanului.

6. Șisturile mezometamorfice din Dobrogea centrală și de nord ar corespunde, după noi, unei faze de mișcări în timpul rifeanului mijlociu, iar metamorfismul șisturilor verzi se situează în rifeanul superior sau poate chiar în cambrianul inferior.

De aceste dislocații legăm și retromorfismul formațiunilor cristaline de la Palazu-Mare, deoarece unele din vîrstele determinate se apropie de vîrstele șisturilor cristaline din Dobrogea centrală.

7. Șisturile argiloase verzi și violacee și cuarțitele întîlnite în forajele de la Bordeiu-Verde sub cuarțitele ordoviciene aparțin cambrianului superior și au fost sedimentate după orogeneza baicaliană.

8. Prezența unor terenuri cristaline datate în rifeanul mijlociu și a unui fliș rifean, atît în Dobrogea centrală, cît, și în cea de nord, ne îndreptățește să considerăm mai departe realitatea unei catene baicaliene intracratonice cu o direcție NV — SE, care a fost regenerată în paleozoicul inferior, probabil nu înaintea silurianului, luînd naștere geosinclinalul kimmeric, a cărui evoluție nu este încă clarificată pe deplin.

SUR L'ÂGE ABSOLU DES FORMATIONS CRISTALLOPHYLIENNES DE L'AVANT-PAYS DE L'OROGÈNE CARPATIQUE

RÉSUMÉ

Un nombre de 46 déterminations d'âge absolu concernant les terrains cristallophyliens de l'avant-pays carpatique a été réalisé au moyen de la méthode K-A, tant par les procédés classiques d'analyse volumétrique que par la méthode d'activation de l'argon radiogène. De l'ensemble de ces données, les conclusions suivantes se dégagent :

Le soubassement de la plate-forme moldave est constitué de paragneiss à oligoclase et pigmatites variés, dont l'âge apparent est de 1400—1500 millions d'années. Il s'agit probablement de terrains plus anciens, régénérés pendant l'orogenèse du protérozoïque moyen.

En Dobrogea septentrionale les forages ont intercepté une formation ferrugineuse métamorphisée dans le facies des amphibolites, constituée de quartzites, micaschistes et schistes amphiboliques reposant sur des gneiss et des granites dont l'âge apparent est de 1670–1850 millions d'années. C'est l'âge du métamorphisme de la formation ferrugineuse que l'on peut mettre en parallèle avec la formation de Krivoi-Rog. Les dislocations de ces terrains sont liées aux mouvements baïkaliens et plus anciens.

Les terrains mésométamorphiques de la Dobrogea centrale ont l'âge des terrains cristallins du massif de Rahov des Carpates orientales. L'âge du plissement et du métamorphisme des schistes verts, transgressifs tant sur les terrains mésométamorphiques de la Dobrogea centrale que sur la formation ferrugineuse, est de 560—590 millions d'années et correspond à l'orogenèse baïkalienne.

Les schistes argileux et quartzitiques interceptés à Bordeiu Verde à une profondeur de 2200—3000 m sont cambriens supérieurs (480—490 millions d'années.)

BIBLIOGRAFIE

1. Bogdanov A. A., Muratov M. V. et Schatsky N. S., *Tectonique d'Europe*, Moscova 1964.
2. Dumitrescu I. et al., *Mémoire à la carte tectonique de la Roumanie*, An. Inst. geol., 1962, **XXXII**.
3. * * * *Геохронология докембрия Украины*, Киев, 1965.
4. Grigoraș N. și Dăneț T., *Contribuții la cunoașterea șisturilor verzi dobrogene*, St. și cerc. geol., 1961, **VI**, *3*.
5. Ianovici V. și Giușcă D., *Date noi asupra fundamentului cristalin al Podișului Moldovenesc și al Dobrogii*, St. și cerc. geol., 1961, **VI**, *1*.
6. Ianovici V. și colab., *Ghidul excursiilor. D. Dobrogea (cu literatura anterioară)*, Congr. V al Asoc. geol. Carp.-Balc., București, 1961.
7. Iliescu Violeta și Mutihac V., *Considerații asupra posibilităților de corelare a unor depozite din fundamentul zonei Tulcea cu formațiunile cutate din Dobrogea Centrală*, Dări de seamă Com. geol., 1963—1964, **LI**, *1*, 10.
8. Mirăuță O., *Șisturile verzi din regiunea Dorobanțu-Măgurele (Dobrogea Centrală)*, Dări de seamă Com. geol., 1963, **L**, *II*.
9. — *Stratigrafia și tectonica șisturilor verzi din regiunea Istria-Băltăgești (Dobrogea Centrală)*, Dări de seamă Com. geol., 1963—1964, **LI**, *1*.
10. — *Paleozoicul de la Cătălin și cuvertura lui Triasică*, Dări de seamă Com. geol., 1964—1965, **LII**, *1*.
11. Mutihac V., *Zona Tulcea și poziția acesteia în cadrul structural al Dobrogei*, An. Inst. geol., 1964, **XXXIV**, *a*.
12. Semenenko N. O. et al., *Stratigraphy of the Precambrian of the Ukrainian shield*, Int. Geol. Congress, Norden. Part IX, Copenhaga, 1960.
13. Soroiu M. și colab., *Determinarea vîrstelor geologice absolute prin metoda potasiu-argon, folosind analiza prin activare cu neutroni la dozarea argonului radiogenic*, St. și cerc. geol. geofiz. geogr., Seria geofizică, 1964, **II**.
14. Vinogradov A. O. et al., *Absolute geochronology of the Ukrainian Precambrian*, Int. Geol. Congress. Norden. Part IX, Copenhaga, 1960.
15. Winkler N. G. F., *Die Genese der metamorphen Gesteine*, Berlin—Heidelberg, 1965.

Academia Republicii Socialiste România
și
Comitetul de Stat al Geologiei.

Primită în redacție la 5 aprilie 1967.

CONTRIBUȚII LA EVOLUȚIA PREALPINĂ A UNORA DINTRE MASIVELE CRISTALOFILIENE DIN ROMÂNIA

DE

MARCELA DESSILA-CODARCEA

55(05)

Cercetările asidue care se efectuează în terenurile cristalofiliene precambriene, îndeosebi în scuturi, aduc în permanență date noi, care completează și îmbunătățesc schemele tectonice existente. Întrunirea la Stockholm, în august 1966, a grupului de lucru al Comitetului editorial al hărții tectonice internaționale a Europei a adus contribuții importante în problema evoluției precambriene a unei părți considerabile din ariile continentale. În rezoluții a fost admisă pentru scutul baltic următoarea succesiune de cicluri tectonice, pe baza geocronologiei absolute : belomorian 2 600 mil. ani, presvecofennokarelian 2 600—2 100 (± 150) mil. ani, svecofennokarelian 2 100 (± 100) — 1 750 (± 50) mil. ani, gothian 1 750 (± 50) — 1 200 mil. ani, dalslandian 1 200—850 mil. ani, baicalian 850—550 (500) mil. ani[1].

Clarificarea evoluției tectonice precambriene în regiuni clasice, cum este, de exemplu, scutul baltic, aduce desigur date prețioase și pentru rezolvarea problemelor legate de fundamentul zonei alpine. Pînă nu demult, evoluția tectonică a masivelor cristalofiliene prealpine era foarte puțin cunoscută. Materialul faptic acumulat în ultimii ani a făcut posibilă realizarea unei scheme mai complete a evoluției tectonice a masivelor prealpine din România. În lipsa datelor de geocronologie absolută au fost propuse pentru diviziunile majore denumiri locale : lotrian, alutian, dornean. Ele reprezintă cicluri tectonice comparabile celor din scuturi : karelian, gothian, baicalian (4). Schema evoluției masivelor prealpine se

[1] Rezoluții. Reuniunea grupului de lucru a comitetului hărții tectonice internaționale a Europei în vederea discutării problemei subdivizării și corelării complexelor tectonice precambriene ale scutului balcanic.

St. și cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie t. 12 nr. 2 p. 297—310 București 1967

completează mereu pe baza noilor date; în acest mod, unele nepotriviri, inerente primelor încercări de sintetizare a unui material faptic foarte bogat, se clarifică.

În discuțiile pe marginea propunerilor pentru legenda hărții tectonice carpato-balcanice și a teritoriilor învecinate, am preconizat manifestarea a două faze baicaliene de metamorfism (5). Această afirmație se baza pe rezultatele obținute prin metoda Holmes—Houtermans pentru zăcămîntul de sulfuri complexe de la Muncelu-Mic din Masivul Poiana Ruscăi [2]. Din studiul acestui zăcămînt reiese că valoarea izotopică de 750 mil. ani reprezintă metamorfismul regional, intervenit ulterior proceselor hidrotermale care l-au generat (18). Obținerea unei cifre apropiate (780 mil. ani) prin metoda K/Ar — procedeul analizei volumetrice — pentru un pegmatit cu muscovit aparținînd complexului granitoidelor de Codru din Munții Apuseni [3] confirmă manifestarea unei cutări în jur de 800 mil. ani și în această unitate [4]. Aceste date ne-au determinat să readucem în discuție problema evoluției tectonice precambriene a Carpaților românești.

Din examinarea succesiunii ciclurilor tectonice ale scutului baltic se remarcă tendința de a se restrînge ciclul baicalian [5]. Între baicalian și epoca gothiană, care a avut ca rezultat cratonizarea platformei est-europene, se interpune ciclul dalslandian. Corelarea ciclurilor tectonice din scutul baltic cu ciclurile stabilite în alte regiuni ale globului pune în evidență manifestarea cutării dalslandiene atît în scutul ucrainean (Crimeea), cît și în platforma africană (Anti-Atlasidele orientale) și în scutul canadian (Grenville). Existența unor termeni aparținînd acestui complex cutat în Carpații românești nu este exclusă, cu atît mai mult cu cît cifrele menționate mai sus sînt apropiate de valoarea de 800 mil. ani, obținută în Crimeea.

Vom încerca să stabilim seriile de șisturi cristaline din Carpați cutate și metamorfozate în acest ciclu. În primul rînd trebuie să ne referim la seria de Biharia din Munții Apuseni, deoarece granitoidele de Codru sînt considerate magmatitele ei sinorogene. Vom utiliza această serie ca stratotip al formațiunii geosinclinale cutate și metamorfozate la 750 — 780 mil. ani în sistemul carpatic. Decalajul dintre valorile izotopice obținute la noi în țară și cifra de 800 mil. ani, admisă ca corespunzînd manifestării ciclului dalslandian în Crimeea, intră în limitele erorii experimentului. Deoarece este dificil să echivalăm complexe cutate carpatice prealpine cu formațiunile scutului baltic cutate în diferite cicluri precambriene, propunem denumirea de „biharian" pentru formațiunea cutată și metamorfozată într-un ciclu care ar corespunde dalslandianului.

---

[2] Eleonora Vîjdea, *Contribuții privind datarea unor galene din România pe baza determinării compoziției lor izotopice*, Com. în sesiunea științ. a Inst. geol., 1966.

[3] M. Borcoș, comunicare verbală (august 1966).

[4] Ulterior redactării prezentei lucrări, în noiembrie 1966 s-au efectuat analize de control, obținîndu-se 710 mil. ani (Maria Lemne, comunicare verbală, 1966) și 580 mil. ani (Maria Lemne, Silvia Mînzatu, M. Soroiu, Anca Tănăsescu, Eleonora Vîjdea, Magdalena Ioncică, Alexandra Medeșan, *Determinări de vîrstă absolută*, Rap. arh. Inst. geol., 1966). Considerăm că prima cifră, de 780 mil. ani, corespunde cel mai bine cu evoluția prealpină a unora dintre masivele cristaline din România.

[5] Vezi nota 1, p. 297.

SERIILE DE ȘISTURI CRISTALINE REZULTATE PRIN METAMORFISMUL BIHARIAN

Seria de Biharia. Această serie este caracterizată printr-o anumită constituție petrografică, rezultat al unei paleolitologii specifice. Cantitatea apreciabilă de material vulcanogen bazic în depozitele premetamorfice a determinat predominanța șisturilor cu albit și epidot. Albitul este de obicei porfiroblastic, atingînd uneori dimensiuni de cîțiva milimetri. În Masivul Biharia, în cadrul acestei serii se menționează următoarele tipuri de roci: șisturi cloritice cu porfiroblaste de albit, șisturi amfibolice cu epidot, șisturi cu albit, actinot, epidot și clorit, gnaise albitice cu muscovit, clorit și biotit, cuarțite muscovitice, șisturi cloritice, șisturi clorito-sericitice, calcare și calcare dolomitice (17). În regiunea dintre Gîrda și Lupșa, seria de Biharia este constituită preponderent din șisturi cloritice cu porfiroblaste de albit asociate cu gnaise albitice, șisturi cloritice și epidotice cu calcit și, subordonat, din micașisturi muscovitice, șisturi grafitice, conglomerate cu ciment cloritos și calcare (8).

Partea inferioară a seriei de Biharia este străbătută de intruziunile de Codru.

Seria de Biharia a fost echivalată cu seria de Leaota și seria de Locva. Posibilitatea existenței unor termeni corespunzători acestei serii și în autohtonul danubian — complexul amfibolitic al seriei de Drăgșan — a fost de asemenea arătată (11).

Seria de Locva. Această serie este constituită din șisturi cloritice, muscovito-cloritice sau clorito-calcitice cu porfiroblaste de albit[6]. Porfiroblastele de albit predomină îndeosebi în baza seriei, alcătuită din paragnaise de tip Buchin. În unele cazuri, șisturile cu porfiroblastele de albit conțin alternanțe numeroase, dar subțiri de șisturi tufogene, metagabbrouri și calcare cristaline. Rocile porfiroide sînt rare. La partea superioară a seriei de Locva a fost pus în evidență un orizont de șisturi tufogene și magmatogene bazice, constituit din șisturi epidoto-actinolitice și roci amfibolice gabbroide. Acest orizont conține mai multe nivele de șisturi clorito-sericitice cu porfiroblaste de albit, care alternează cu filite cuarțitice sericitice. Se menționează de asemenea prezența unor gnaise mixte, gnaise aplitice rubanate și șisturi cuarțo-feldspatice, considerate că ar fi rezultat prin feldspatizarea șisturilor tufogene ale seriei de Locva, dar care aparțin, după părerea noastră, fundamentului.

În privința paleolitologiei seriei de Locva remarcăm faptul că ipoteza derivării depozitelor ei prin metamorfozarea unor roci eruptive bazice și a tufurilor lor, cu care sîntem de acord, a fost înlocuită mai tîrziu cu cea a metasomatozei sodice, legată de gnaisele granitice, dar ulterioară punerii lor în loc.

Seria de Leaota. În Masivul Ezer — Păpușa, rocile cele mai tipice, care constituie partea inferioară a seriei de Leaota, denumită zona de Lerești, sînt de asemenea șisturile muscovito-cloritice cu porfiroblaste de albit (13), (14). Porfiroblastele de albit, de dimensiuni submilimetrice pînă la 1 cm, conțin numeroase incluziuni, orientate adeseori sigmoidal. În cadrul acestei zone se mai menționează: micașisturi musco-

[6] O. Maier, *Masivul Locva*, Rap. arh. Inst. geol., 1956–1964.

vito-cloritice, amfibolite cu albit, uneori cu biotit sau granat, roci carbonatice (dolomite, ankerite), gnaise cuarţo-feldspatice. În baza zonei de Lereşti a fost pus în evidenţă un nivel de amfibolite, în general muscovitice, conţinînd în unele cazuri intercalaţii de micaşisturi muscovitice cu porfiroblaste de hornblendă cloritizată şi chiar de calcare. În privinţa naturii materialului premetamorfic, subliniem că se admite derivarea şisturilor cu porfiroblaste de albit prin metamorfozarea unor depozite primordiale tufitogene cu caracter bazic. Orientarea sigmoidală a incluziunilor din porfiroblaste indică originea lor sintectonică.

Zona de Lereşti este străbătută de granitele de Albeşti — Brăteiu.

În Masivul Leaota, partea inferioară a seriei de Leaota este reprezentată prin zona de Tămaş, care se aşterne peste seria de Cumpăna, de asemenea prin intermediul unui nivel bazal de amfibolite [7]. Acest nivel, de o constanţă remarcabilă, diferă de nivelul amfibolitic din Masivul Ezer — Păpuşa prin abundenţa muscovitului. Zona de Tămaş este constituită preponderent tot din şisturi cloritice cu muscovit şi cu porfiroblaste de albit. Geneza sintectonică a porfiroblastelor a fost confirmată de analiza petrotectonică. Şisturi cloritice cu sericit şi albit şi şisturi verzi clorito-albitice cu epidot sau actinot, adeseori cu porfiroblaste de magnetit, sînt asociate şisturilor cu porfiroblaste de albit, îndeosebi spre partea superioară a succesiunii cristalofiliene. Intercalaţiile de şisturi amfibolice cu actinot, epidot şi albit sînt sporadice. În zona de Tămaş se mai menţionează de asemenea roci carbonatice (ankerite) şi porfiroide; gnaisele lenticulare cu microclin, considerate ca făcînd parte din această zonă, aparţin, după părerea noastră, vechiului fundament gnaisic. Natura tufitogenă-spilitică a depozitelor premetamorfice a fost discutată pe baza analizelor chimice, neexcluzîndu-se şi posibilitatea în unele cazuri a unor depozite de grauwacke.

În zona de Tămaş este menţionat un corp de granite şi granite gnaisice asemănătoare cu granitul de Albeşti — Brăteiu.

Complexul amfibolitic al seriei de Drăgşan din autohtonul danubian este caracterizat prin următoarea constituţie petrografică: şisturi amfibolice, amfibolite, şisturi clorito-epidotice cu actinot, gnaise amfibolice, metadiorite şi metagabbrouri (21), (22). Datele existente comparate cu cele menţionate mai sus nu ar îndreptăţi echivalarea strictă a acestui complex cu seriile de şisturi cu porfiroblaste de albit. Remarcăm însă că unele succesiuni de şisturi cristaline din autohtonul danubian prezintă caractere litologice-petrografice apropiate de cele ale seriilor bihariene, încît existenţa termenilor acestui ciclu tectonic şi în această unitate este foarte probabilă.

CICLUL TECTONIC BIHARIAN

Din datele menţionate mai sus rezultă destul de clar că seriile de şisturi cu porfiroblaste de albit reprezintă o etapă importantă în evoluţia unora dintre masivele cristalofiliene ale Carpaţilor Meridionali şi Munţilor Apuseni. După majoritatea autorilor, aceste serii au rezultat prin metamor-

[7] N. Gherasi et R. Dimitrescu, *Structure des schistes cristallins dans l'extrémité orientale des Carpates méridionales (massif de Leaota)*, VI-e Cong. Ass. géol. Carp.-Balk., Varşovia, 1962.

fozarea unei formațiuni predominant vulcanogene bazice. Prin caracterul ei, această formațiune corespunde primei etape de dezvoltare a geosinclinalului biharian. În această privință remarcăm faptul că O. M a i e r[8] a formulat ipoteza după care în constituția seriei de Locva intră material inițial, reprezentat prin roci bazice și tufurile lor, asociate cu tufuri sau chiar cu porfire acide. Relativ la Munții Apuseni, subliniem că ortoamfibolitele și intruziunile bazice de Codru (1), (8) sau amfibolitele epidotice și șisturile cu porfiroblaste de albit aparținînd seriei de Biharia (15), (16) au fost considerate drept produse ale magmatismului inițial și legate de ciclul varistic (1) sau de un ciclu tectonomagmatic anterior (15), fie caledonian sau assyntic (11), fie baicalian (16). Analizele chimice ale tipurilor specifice de șisturi cristaline din zona Lerești—Tămaș a seriei de Leaota au atestat originea lor spilitică, înlăturînd complet ipoteza metasomatozei sodice[9].

Punerea în evidență a termenilor aparținînd unei etape inițiale antrenează necesitatea stabilirii formațiunilor generate de celelalte etape geosinclinale. Trebuie să remarcăm de la început că formațiunile corespunzătoare diferitelor etape de dezvoltare a unui geosinclinal nu se suprapun întotdeauna în spațiu ; flișul biharian ar trebui căutat deci în afara ariilor de răspîndire a șisturilor cu porfiroblaste de albit. De altfel, arcul carpatic românesc reprezintă o foarte mică porțiune din ariile de dezvoltare a geosinclinalelor precambriene, încît este evident că nu poate conține toți termenii etapelor lor.

Masive importante de granitoide sînt legate de seriile șisturilor cu porfiroblaste de albit. Granitoidele acide și intermediare de Codru sînt reprezentate prin granite, granite plagioclazice, granodiorite, diorite cuarțifere și microdiorite ; ele nu depășesc limita superioară a seriei de Biharia. Aceste granitoide au fost considerate ca reprezentînd plutonismul sinorogen al unei orogeneze (1), (8) hercinice (1), caledoniene sau assyntice (11), baicaliene (16). Cu această ocazie menționăm, de acord cu D. G i u ș c ă (15) și cu ultima opinie a lui R. D i m i t r e s c u (11), că unele tipuri de roci clasificate anterior în categoria corneenelor sau migmatitelor (8) ar putea aparține de fapt fundamentului prebiharian, după cum am indicat în harta tectonică și pe harta geologică a masivelor cristaline din România (4), (6).

Granitul de Albești—Brăteiu din Masivul Ezer—Păpușa este intrus în zona de Lerești—Tămaș ; faptul că nu depășește limita acestei zone cu zona de Călușu—Tămășel supraiacentă (12) indică în mod clar apartenența lui la ciclul biharian. În Masivul Locva au fost puse în evidență gnaise granitice, considerate ca reprezentînd intruziuni cutate, însă împreună cu șisturile[10].

Posibilitatea existenței unor termeni biharieni în autohtonul danubian arată că o parte din granitoidele acestei unități ar aparține aceluiași ciclu tectonic.

Din datele menționate mai sus reiese că multe masive de granitoide din Carpați sînt legate de seriile de șisturi cu porfiroblaste de albit. Acest fapt ne determină să conchidem că epoca tectonică bihariană este caracterizată printr-o importantă manifestare a magmatismului sialic acid.

---

[8] O. M a i e r, *op. cit.*, p. 298.

[9] N. G h e r a s i și R. D i m i t r e s c u, *op. cit.*, p. 300.

[10] N. G h e r a s i și R. D i m i t r e s c u, *op. cit.*, p. 300.

LIMITA DINTRE BIHARIAN ŞI PREBIHARIAN

Discutarea limitei dintre biharian şi prebiharian înseamnă de fapt reabordarea problemei raporturilor dintre seriile epimetamorfice şi mezometamorfice. Considerăm că aceasta este necesară, deoarece în concepţia multor autori persistă încă ideea că fiecare epizonă trebuie să corespundă unei mezozone subiacente.

Astfel, deşi în Masivele Ezer—Păpuşa şi Leaota au fost deosebite în cadrul seriei de Leaota formaţiuni aparţinînd la două etaje structurale (12), (13), autorii nu s-au pronunţat, în ultimele lucrări referitoare la aceste masive[11] (13), în privinţa relaţiilor dintre această serie şi seria de Cumpăna. Prin încadrarea zonei de Lereşti—Tămaş a seriei de Leaota în partea bazală a sistemului geosinclinal R II (3) şi, ulterior, în complexul cutat baicalian (4), am indicat caracterul transgresiv al formaţiunii care constituie această zonă pe un fundament mai vechi[12].

În ceea ce priveşte Masivul Locva, această problemă nu a fost încă abordată. Pe harta tectonică prealpină s-a prevăzut prezenţa unor termeni prebaicalieni în aria de răspîndire a seriilor epimetamorfice din acest masiv (4).

Ipoteza apartenenţei seriilor epimetamorfice şi mezometamorfice la cicluri tectonice diferite a început să fie confirmată în Munţii Apuseni (16). Vom încerca deci să expunem mai pe larg evoluţia ideilor relative la această problemă privind Munţii Apuseni.

Problema deosebirii în Munţii Apuseni a termenilor aparţinînd la două cicluri tectonice, reprezentate, pe de o parte, prin seriile blastodetritice şi, pe de altă parte, prin seriile epizonale *s. str.* + seriile mezozonale, fusese abordată începînd din anul 1956 de diferiţi autori; în general se refereau însă la ciclul hercinic şi la un ciclu prehercinic. Acest ultim ciclu era considerat de cele mai multe ori caledonian sau, eventual, arhaic (seria de Mădrizeşti din Masivul Drocea). Deşi caracterul iniţial al seriei de Biharia a fost arătat în mai multe rînduri, ca şi apartenenţa ei la un prim ciclu tectonic (1), (11), (15), ipoteza apartenenţei epizonei *s. str.* şi mezozonei subiacente la cicluri tectonice independente nu fusese încă exprimată. Aceasta se datora faptului că se încerca reconstituirea evoluţiei geologice a terenurilor cristalofiliene pe baza situaţiilor cunoscute în cazul formaţiunilor sedimentare. Luîndu-se ca exemplu magmatismul iniţial alpin, care s-a manifestat în perioade diferite, se considera normală existenţa produselor etapei iniţiale la anumite nivele în succesiunea şisturilor cristaline.

În anul 1964 s-a încercat corelarea seriilor de şisturi cristaline care intră în constituţia masivelor prealpine, obţinîndu-se o primă schemă mai completă a evoluţiei terenurilor cristalofiliene (3). În urma acestei prime încercări de sintetizare a bogatului material faptic existent, s-a conturat posibilitatea suprapunerii formaţiunilor aparţinînd mai multor sisteme

---

[11] N. Gherasi şi R. Dimitrescu, *op. cit.*, p. 300.

[12] N. Gherasi şi R. Dimitrescu admit în prezent transgresivitatea seriei de Leaota (comunicare verbală, 1967). În urma participării la lucrările Conferinţei tectonice Carpato-Balcanice (Bucureşti, octombrie 1966), autorii menţionaţi au adoptat pentru harta Masivului Ezer — Păpuşa, redactată în 1965, o soluţie care vrea să sugereze încadrarea celor două etaje ale acestei serii în ciclul baicalian, deşi harta este geologică, şi nu tectonică (13).

geosinclinale precambriene cutate și metamorfozate în faze diferite. Seriile de Biharia și Muncelu au fost încadrate în R II, iar seriile de Mădrizești și Baia-de-Arieș în RI.

Stabilirea existenței rifeanului superior[13] în terenurile cristalofiliene din România a necesitat completarea cu diviziuni stratigrafice a legendei hărții la scara 1:200 000, concepută în anul 1961 pe baze pur petrografice. Pe foile Cluj și Turda, seriile mezometamorfice au fost atribuite pînă la începutul anului 1967 precambrianului nedivizat, seriile de Biharia, Muncelu și Arada proterozoicului superior și seriile de Păiușeni și Arieșeni paleozoicului. Aceste diviziuni nu aveau însă un caracter tectonic, ci stratigrafic, după cum prevede legenda. Faptul că precambrianul comportă mai multe cicluri tectonice cu denumiri speciale și care nu concordă întotdeauna cu diviziunile stratigrafice este de altfel cunoscut.

Harta geologică structurală a Munților Metaliferi și a regiunilor învecinate prevede repartizarea șisturilor cristaline la trei cicluri tectonomagmatice : unul hercinic și două prehercinice[14]. Redactarea primei hărți tectonice a masivelor prealpine din Carpații românești a adus noi precizări : în Munții Apuseni și în insulele cristaline din NV Bazinului Transilvaniei au fost separate complexele cutate varistic, baicalian și alutian (4). În aria de răspîndire a complexului alutian s-au preconizat zonele unde ar putea exista și termeni mai vechi lotrieni. Ultima schemă a evoluției geologice a terenurilor cristalofiliene din Munții Apuseni a pus în evidență existența a trei mari grupe de șisturi cristaline : paleozoic, rifean și prerifean (16). Aceste grupe ar corespunde la trei cicluri tectonice : hercinic, baicalian și prebaicalian. În baicalian sînt încadrate global seriile epimetamorfice : Bistra, Biharia și Muncelu. Existența unei discordanțe litologice și metamorfice între baicalian și prebaicalian a fost confirmată cu aceleași argumente care au stat la baza primelor scheme de evoluție a precambrianului din România (3). Această schemă stă de asemenea la baza capitolului care se ocupă cu evoluția prealpină din monografia Munților Metaliferi[15].

RELAȚIILE DINTRE SERIILE BIHARIENE ȘI SERIILE SUPRAIACENTE

Seriile de șisturi cu porfiroblaste de albit suportă serii cristalofiliene, rezultate prin metamorfozarea unor depozite predominant terigene în Munții Apuseni și Masivul Locva și vulcanogene bazice în Masivele Ezer—Păpușa și Leaota. Spre deosebire de seriile vulcanogene bazice atribuite biharianului, seriile acoperitoare prezintă deosebiri atît în ceea ce privește metamorfismul lor, cît și elementele structurale. Deosebirile sînt însă puțin evidente, încît în general aceste serii au fost considerate în continuitate de sedimentare și metamorfism cu seriile de șisturi cu porfiroblaste de albit. Vom căuta să găsim argumentele necesare susținerii ipotezei noastre în nepotrivirile puse în evidență în materialul faptic acumulat pînă în prezent, care își găsesc astfel o explicație logică.

Constituția litologică-petrografică. În Munții Apuseni, peste seria de Biharia se așterne seria de Muncelu. În regiunea Muncelu,

[13] Termenul de „rifean" a fost utilizat în accepția dată de N. Șatki.

[14] M. Borcoș și M. Lupu, *Notă explicativă la harta structurală a Munților Metaliferi și a unităților învecinate*, Arh. Inst. geol., 1966.

[15] V. Ianovici și M. Borcoș, comunicare verbală, 1967.

această serie este constituită din filite cuarțito-sericitice și sericito-cloritice cu intercalații puternice de porfiroide (8). În Masivul Biharia, peste seria de șisturi cu porfiroblaste de albit a fost pusă în evidență o serie alcătuită din : șisturi cuarțitice sericitice cu slabe intercalații grafitice, șisturi clorito-muscovitice și șisturi sericitice blastopsamitice cu intercalații subordonate de șisturi cu albit, clorit și epidot, șisturi amfibolice, șisturi cu albit și zoizit, precum și șisturi cloritice cu calcit și șisturi calcaroase. În cadrul acestei serii este consemnat de asemenea și un orizont de cuarțite negre, asociate uneori cu cuarțite albe, analogate cu cele larg răspîndite în Carpații Orientali. Este interesantă de remarcat prezența șisturilor clorito-sericitice cu biotit sub formă de intercalații discontinue ; apariții izolate de biotit se semnalează de fapt în majoritatea tipurilor de roci menționate mai sus.

Constituția petrografică a seriei de Muncelu indică deci o paleolitologie diferită a depozitelor premetamorfice, caracterizate prin predominanța materialului terigen asociat îndeosebi cu material vulcanogen acid și în unele cazuri cu material vulcanogen bazic. Se remarcă de asemenea prezența materialului organogen și a depozitelor calcaroase.

Seria de Locva suportă o serie de asemenea predominant sedimentogenă, care a fost denumită seria de Leșcovița [16]. Această serie este constituită din șisturi muscovito-cloritice, șisturi cloritice, șisturi cuarțitice-grafitice și filite cuarțitice, asociate cu ortoamfibolite și șisturi albitice, epidotice, actinolitice.

În Masivele Leaota și Ezer—Păpușa, peste zona de Lerești—Tămaș se situează zona de Căluțu—Tămășel, alcătuită în general din trei tipuri de roci : șisturi clorito-albitice cu actinot (± epidot) de origine tufogenă bazică, șisturi clorito-sericitice cu cuarț de proveniență terigenă și șisturi clorito-albitice cu sericit (± epidot) de origine mixtă (13).

Din cele expuse mai sus reiese că, îndeosebi în Masivul Locva și în Munții Apuseni, există o diferență în ceea ce privește constituția depozitelor premetamorfice între seriile bihariene și seriile superioare din punct de vedere stratigrafic, acestea din urmă fiind predominant sedimentogene.

M e t a m o r f i s m u l. Din punctul de vedere al metamorfismului, există de asemenea deosebiri între cele două serii. Seriile de șisturi cu porfiroblaste de albit au fost metamorfozate la nivelul faciesului amfibolitelor cu albit și epidot, conținînd uneori granat sau biotit, în timp ce seriile supraiacente corespund faciesului șisturilor verzi. Prezența granaților, a hornblendei și a biotitului pe cale de cloritizare, menționată în unele cazuri în șisturile cristaline ale zonei de Căluțu—Tămășel, s-ar putea datora de fapt încadrării greșite, între șisturile cristaline care constituie această zonă, a unor termeni ce aparțin în realitate zonei de Tămaș—Lerești. Acești termeni au fost probabil antrenați pe cale tectonică în baza unor structuri imbricate.

Diferența de grad de metamorfism este marcată și prin granulația rocilor ; îndeosebi albitul din șisturile porfiroblastice prezintă uneori dezvoltări largi, încît unele roci au fost considerate drept gnaise albitice. Seriile superioare sînt întotdeauna microcristaloblastice, dezvoltarea mineralelor

[16] O. M a i e r, *op. cit.*, p. 298.

constitutive ale rocilor nedepășind limitele obișnuite ale faciesului șisturilor verzi.

Este necesar să subliniem că, deși faciesul amfibolitelor cu epidot și albit era considerat pînă nu demult ca aparținînd mezozonei, seriile de șisturi cu porfiroblaste de albit au fost reprezentate pe hărți ca fiind epizonale. Aceasta se datora în primul rînd faptului că, deoarece cele două serii nu erau încă separate, trebuia optat pentru unul din cele două faciesuri metamorfice corespunzătoare în vederea reprezentării lor cartografice. Încadrarea întregii stive de șisturi cristaline în faciesul șisturilor verzi a fost determinată în al doilea rînd de retrometamorfozarea intensă a seriei inferioare. Apariția noii clasificări a faciesurilor metamorfice a rezolvat în principiu această problemă, seriile de șisturi cu porfiroblaste de albit revenind faciesului șisturilor verzi. Deosebirile de grad de metamorfism arătate mai sus și procesele metamorfice ulterioare sînt însă o realitate care necesită o explicație logică.

Atît în Munții Apuseni, cît și în Masivele Locva și Leaota au fost menționate transformări retromorfe (cloritizarea biotitului și granatului), fără însă a se interpreta semnificația lor.

Atunci cînd se menționează existența proceselor de retrometamorfism, este necesar să se stabilească cauza lor; apariția diaftorezei în cadrul seriilor de șisturi cu porfiroblaste de albit nu poate fi explicată logic decît prin intervenția proceselor de metamorfism care au afectat seriile transgresive mai noi. Iată argumentele care vin în sprijinul atribuirii seriilor de șisturi cu porfiroblaste de albit și seriilor supraiacente lor la cicluri tectonice diferite: 1) limita dintre cele două faciesuri metamorfice se confundă cu limita stratigrafică dintre serii, infirmînd ideea unei continuități de metamorfism, care ar produce treceri gradate, independente de stratigrafia șisturilor cristaline; 2) seriile de șisturi cu porfiroblaste de albit au suferit modificări retromorfe la nivelul proceselor de metamorfism regional, care au transformat depozitele seriilor supraiacente în șisturi cristaline; 3) modificările retromorfe ale mineralelor constitutive din roci (cloritizarea biotitului și granatului) sînt însoțite de recristalizări cu caracter static la nivelul faciesului șisturilor verzi. Stivele de șisturi cristaline deja consolidate nu puteau reacționa în măsură prea mare la acțiunea stressului din cauza rigidității lor; recristalizările s-au produs din acest motiv îndeosebi sub influența presiunii hidrostatice și a temperaturii.

Astfel ajungem în mod logic la admiterea a două etape de metamorfism. În această privință subliniem că existența mai multor faze de metamorfism a fost remarcată de O. M a i e r în cazul seriei de Locva[17]. Acest autor a arătat că porfiroblastele de albit sînt sincinematice, rezultate în timpul ultimei faze de metamorfism și mai noi decît prima fază de metamorfism, care a generat șisturile cristaline. Bazați pe aceste observații, considerăm că porfiroblastele de albit rotunjite și cu incluziuni dispuse sigmoidal, evident sintectonice, au rezultat în prima etapă de metamorfism; etapa a doua de metamorfism a determinat apariția porfiroblastelor cu contururi lobate sau ameboidale, produse prin remobilizarea albitului într-un fond deja cristalizat. Tot această etapă de metamorfism a determinat

[17] O. M a i e r, *op. cit.*, p. 298.

recristalizarea cuarțului, care umple fisurile dintre granulele de albit și plajele de clorit și sericit, considerate și de O. M a i e r drept recristalizări postcinematice.

T e c t o n i c a. Încadrarea seriilor de șisturi cu porfiroblaste de albit și a seriilor supraiacente în cicluri tectonice diferite este o problemă care nu s-a pus în prezent în cazul Munților Apuseni. O. M a i e r a arătat că este posibil ca cele două faze de metamorfism puse în evidență în Masivul Locva să fie însoțite de două faze de cutare.

Cercetările efectuate în ultimii ani în Masivele Ezer—Păpușa (13),(14) și Leaota[18] au adus contribuții prețioase, care vin în sprijinul ipotezei noastre. Existența a două etaje structurale în masivele menționate mai sus a fost demonstrată pe baza analizei tectonice. Zona transgresivă de Căluțu—Tămășel reprezintă etajul superior, structurile ei fiind orientate exclusiv NE—SV. Ea se suprapune peste etajul inferior, constituit din seria de Cumpăna și zona de Lerești—Tămaș a seriei de Leaota, ale căror structuri au direcții NV—SE, trecînd la VNV—ESE în Masivul Ezer. Existența discordanței dintre cele două etaje structurale a fost argumentată pe baza analizei tectonice, îndeosebi a foliațiilor. Mai puțin clare sînt, după părerea noastră, rezultatele analizelor microtectonice și petrotectonice. Prin analiza microtectonică au fost puse în evidență două sisteme principale de liniații, care se succedă în timp, paralele cu direcțiile structurilor celor două etaje. La aceste două sisteme se adaugă un al treilea, cu caracter mai mult tectonic decît metamorfic. Faptul că primul sistem de liniații caracteristic etajului inferior apare de asemenea în etajul superior rămîne de explicat. Pe baza datelor existente nu se poate admite decît că cele două sisteme principale de liniații corespund cutării etajului superior și unei cutări ulterioare, dificil deocamdată de determinat în lipsa formațiunilor respective. Încadrarea greșită a unor termeni aparținînd zonei de Lerești—Tămaș în zona de Căluțu—Tămășel ar explica apariția sistemului de liniații caracteristice etajului inferior în limitele etajului superior. Aceste rezultate conduc de asemenea la concluzia că elementele proprii etajelor structurale inferioare (fundamentul prebiharian) nu subzistă în general în cazul suprapunerii efectelor mai multor cicluri tectono-metamorfice. Efectuarea unor cercetări microtectonice pe baze noi, ținîndu-se seama de întregul ansamblu al datelor geologice existente, va putea aduce contribuții inedite în rezolvarea acestei probleme atît de controversate în prezent.

Analizele petrotectonice executate prin determinarea statistică a orientării axelor optice ale cuarțului din șisturi aparținînd celor două etaje structurale au pus în evidență de asemenea două momente de formare a cuarțului.

V î r s t a s e r i i l o r s u p r a i a c e n t e. Pachetele de șisturi cristaline supraiacente seriilor cu porfiroblaste de albit prezintă caractere proprii. În cele ce urmează vom încerca să discutăm vîrsta lor.

Zona de Căluțu—Tămășel din Masivele Leaota și Ezer—Păpușa, caracterizată prin abundența materialului vulcanogen bazic, aparține foarte probabil paleozoicului inferior, datorită echivalării ei cu complexul șisturilor clorito-albitice în regiunea Rășinari—Cisnădioara—Sadu (14), atribuit

[18] N. G h e r a s i și R. D i m i t r e s c u, *op. cit.*, p. 300.

cambrianului inferior pe criterii biostratigrafice[19]. Aceste pachete de șisturi cristaline reprezintă foarte probabil etapa inițială a geosinclinalului caledonian în Carpați.

Seria de Leșcovița din Masivul Locva, deși predominant sedimentogenă, conține material vulcanogen bazic sub formă de șisturi clorito-albitice și șisturi clorito-epidotice. Și această serie se poate încadra în complexul cutat caledonian. Remarcăm de altfel că Masivul Locva este în continuarea unei zone tectonice din R. S. F. Iugoslavia, caracterizată prin prezența depozitelor paleozoicului inferior. Orizontul de roci tufogene și magmatogene bazice de la partea superioară a seriei de Locva ar reprezenta astfel prima manifestare a etapei inițiale caledoniene din această parte a Carpaților Meridionali.

Seriile epimetamorfice Muncelu și Bistra, care au o poziție superioară în coloana stratigrafică a șisturilor cristaline din Munții Apuseni, prezintă deseori caractere litologice-petrografice destul de asemănătoare celor arătate mai sus ; aceste serii aparțin foarte probabil, în mare parte, paleozoicului inferior, integrîndu-se și ele în complexul cutat caledonian. Nu excludem însă posibilitatea existenței unor termeni dorneeni, îndeosebi în cazul succesiunilor de șisturi cristaline polimetamorfice încadrate pînă în prezent, de asemenea în seriile menționate mai sus. Constituția petrografică a seriei de Muncelu diferă în unele cazuri ; această situație s-ar putea datora apartenenței depozitelor ei la complexe cutate diferite. Delimitarea lor va putea fi realizată numai prin studii sistematice palinologice.

Obținerea valorii izotopice de 780 mil. ani în urma analizării galenei din zăcămîntul de sulfuri complexe de la Muncelu-Mic[20] ne obligă să ne referim și la Masivul Poiana Ruscăi. Coexistența depozitelor aparținînd paleozoicului inferior, paleozoicului superior (carbonifer inferior) și precambrianului (proterozoicului superior) a fost confirmată pe baze biostratigrafice. Aceste depozite au fost transformate în șisturi cristaline în ciclurile varistic și precaledonian, după V. C. P a p i u (19), (20), sau în ciclurile varistic, caledonian, dornean sau biharian, după părerea noastră. Pînă în prezent nu s-a încercat încă delimitarea lor din cauza convergenței de facies metamorfic. Zăcămîntul de sulfuri hidrotermale metamorfozate de la Muncelu-Mic a fost legat genetic de activitatea magmatică premetamorfică, care a generat rocile porfiroide dezvoltate larg în partea de NE a Masivului Poiana Ruscăi (18). Atribuirea acestui magmatism ciclului biharian ar putea ridica obiecții ; din profilul schematic al zăcămîntului se observă însă posibilitatea existenței termenilor aparținînd la complexe cutate diferite.

CONCLUZII

Abordarea studiului șisturilor cristaline din noi puncte de vedere a avut ca rezultat acumularea unui material faptic destul de variat. Necesitatea sintetizării acestui material a determinat apariția unor scheme mai complete privind evoluția prealpină a Carpaților românești. Corelarea seriilor

[19] M a r c e l a D e s s i l a - C o d a r c e a și V i o l e t a I l i e s c u, *Asupra prezenței depozitelor metamorfozate ale paleozoicului inferior în Carpații Meridionali centrali (regiunea Rășinari — Cisnădioara — Sadu)*, acest volum.

[20] E l e o n o r a V i j d e a, *op. cit.*, p. 293.

cristalofiliene din diferitele unități nu s-a putut realiza întotdeauna în mod satisfăcător; existau în unele cazuri nepotriviri atît în privința litologiei depozitelor, cît și a faciesului metamorfic. La început am încercat să le explicăm pe baza variațiilor de facies sedimentar și mineralogic, întrucît în cazul formațiunilor alpine astfel de variații sînt frecvente și unanim recunoscute. Pe aceste considerente am încadrat uneori în același ciclu tectonic serii de șisturi cristaline destul de diferite din punct de vedere paleolitologic și metamorfic ; astfel au fost atribuite baicalianului *s. l.* atît seriile de șisturi cu cu porfiroblaste de albit și seriile supraiacente lor din Masivele Leaota, Locva și Munții Apuseni, cît și seria epimetamorfică din Carpații Orientali (4).

Apariția unor date noi necesită mereu reconsiderarea problemelor; în acest mod, nepotrivirile se clarifică, schemele tectonice completîndu-se și îmbunătățindu-se. Punerea în evidență a unei cutări la 750—780 mil. ani justifică atribuirea stivelor de șisturi cristaline încadrate în complexul cutat baicalian la două cicluri tectonice : biharianul, care ar corespunde dalslandianului din scutul baltic, și dorneanul, reprezentînd baicalianul *s. str.* (2). Aceste cicluri prezintă caractere specifice.

Biharianul, atît în Munții Apuseni, cît și în Masivele Locva și Leaota, este caracterizat prin dezvoltarea largă a unei formațiuni vulcanogene bazice, asociată cu tufuri și porfire acide și metamorfozată la nivelul faciesului amfibolitelor cu albit și epidot. Granitoidele sînt larg dezvoltate în biharian; granitoidele sinorogene de Codru sînt urmate în Leaota de granitoide mai tîrzii, caracterizate printr-un chimism potasic (Albești—Brăteiu).

Dorneanul prezintă o dezvoltare caracteristică în Carpații Orientali. Poziția stratigrafică a depozitelor lui a fost precizată aici prin punerea în evidență a fragmentelor de *Laminarites* [21], caracteristice infracambrianului (vemdyanul din Uniunea Sovietică). Formațiunile dorneene sînt caracterizate prin predominanța materialului sedimentogen; materialul vulcanogen acid abundă deseori. Transformarea metamorfică a depozitelor s-a produs la nivelul faciesului șisturilor verzi.

Din cele expuse mai sus se observă că nepotrivirile puse în evidență de mulți autori, datorită cărora corelarea seriilor epimetamorfice carpatice se considera foarte dificilă, se clarifică treptat prin încadrarea lor sau a unora dintre succesiunile de șisturi cristaline care li se atribuie în cicluri tectonice diferite.

În încheiere, dorim să subliniem că ipoteza existenței termenilor aparținînd mai multor cicluri tectonice paleozoice și precambriene în Carpații românești se confirmă, completîndu-se necontenit pe baza noilor date. Caracterul foarte labil al zonei carpatice în decursul precambrianului și al paleozoicului a generat intermitent formațiuni caracteristice îndeosebi zonelor interne, bogate în produsele magmatismului inițial. Dezvoltarea incompletă a unor cicluri tectonice poate fi explicată prin întinderea redusă a ariei carpatice în raport cu imensele geosinclinale vechi, a căror extindere și evoluție sînt încă foarte puțin cunoscute.

Ipoteza constanței caracterelor metamorfismului în cazul ciclurilor tectonice prealpine se confirmă (3). Firește, ne referim la arii relativ

---

[21] Violeta Iliescu, *Studiul palinologic al șisturilor cristaline de la Cîrlibaba*, Rap. arh. Inst. geol., 1965.

restrînse, cum sînt zonele cristalofiliene carpatice. În cadrul geosinclinalelor precambriene, variațiile de facies metamorfic se manifestau, însă la distanțe mari. Harta tectonică a Europei demonstrează în mod strălucit restrîngerea treptată a zonelor geosinclinale în cadrul ultimului megacron „Neogäikum".

Noile contribuții la evoluția prealpină a Carpaților Meridionali și Munților Apuseni arată încă o dată că în studiul terenurilor vechi este necesar să se aplice principiul istoric (7). Evoluția prealpină, îndeosebi cea precambriană, este în realitate foarte complexă, încît numai prin abordarea studiului masivelor cristaline pe baza unor noi principii metodologice se va contribui mai eficient la rezolvarea ei.

CONTRIBUTION À L'ÉVOLUTION PRÉALPINE DE CERTAINS MASSIFS CRISTALLOPHYLLIENS DE LA ROUMANIE

RÉSUMÉ

Les nouvaux progrès dans la connaissance de l'évolution du Précambrien des régions classiques, notamment du bouclier baltique, nous fournissent des données précieuses pour mieux comprendre les problèmes concernant le soubassement de la zone alpine. Dans la première esquisse de la carte tectonique des massifs préalpins des Carpates roumaines, les terrains cristallophylliens ont été repartis dans plusieurs complexes plissés : lotrien, alutien, baïcalien *s.l.* L'obtention des données isotopiques d'environ 800 millions années dans les Monts Apuseni et le massif de Poiana Ruscă dans les Carpates méridionales nous permet d'envisager l'existence, dans les Carpates roumaines, de termes d'un complexe plissé équivalant au dalslandien du bouclier baltique.

On propose la dénomination de «biharien» pour ce complexe plissé du système carpatique. Les séries de schistes cristallins issues du métamorphisme biharien seraient dans les Monts Apuseni la série de Biharia et dans les Carpates méridionales, la série de Locva (massif de Locva), la zone de Lereşti—Tămăşel de la série de Leaota (massif de Leaota) et éventuellement quelques successions cristallophylliennes analogues de l'Autochtone danubien. Les séries bihariennes sont constituées notamment de schistes à porphyroblastes d'albite associés à des schistes ou quartzites à muscovite, à chlorite, à séricite ou à graphite, à des roches porphyroïdes, à des calcaires ou dolomies. Ce sont les produits métamorphiques surtout des formations volcanogènes, correspondant à la première étape d'évolution du géosynclinal biharien. Les séries bihariennes sont associées à des massifs de granitoïdes par exemple le granite de Codru dans le Monts Apuseni, le granite d'Albeşti—Brăteiu dans les massifs d'Ezer-Păpuşa et de Leaota et probablement quelques granitoïdes de l'Autochtone danubien. Les séries bihariennes diffèrent des séries superposées quant à leurs caractères lithologiques et pétrographiques ainsi que leur

faciès métamorphique et leur tectonique, ce qui justifie amplement leur répartition à deux complexes plissés différents. La labilité de la zone carpatique pendant les temps précambriens et paléozoïques a déterminé l'épanchement périodique des produits du magmatisme initial.

BIBLIOGRAFIE

1. Bleahu M. şi Dimitrescu R., *Stratigrafia şi tectonica Munţilor Apuseni (cu privire specială asupra Cristalinului şi Mesozoicului)*, An. rom.-sov., 1967, *2*.
2. Dessila-Codarcea Marcela, *Cîteva probleme privind stratigrafia precambrianului din Carpaţii româneşti*, St. şi cerc. geol. geofiz. geogr., Seria geologie, 1965, **10**, *2*.
3. — *Problema orizontării şi răspîndirii rifeanului în România*, An. Com. Stat Geol., 1966, **XXXV**.
4. — *La division des massifs cristallophylliens préalpins des Carpates roumaines*, Rev. roum. de Géol. Géophys. Géogr., Série de Géologie, 1967, **11**, *1*.
5. — *Propos concernant la légende de la carte tectonique de la région carpato-balkanique et des territoires limitrophes (massifs préalpins)*, Rev. roum. de Géol. Géophys. Géogr., Série de Géologie, 1967, **11**, *1*.
6. — *Date noi asupra stratigrafiei terenurilor cristalofiliene din România*, St. şi cerc. geol. geofiz. geogr., Seria geologie, 1967, **12**, *1*.
7. — *Căi noi în descifrarea evoluţiei geologice a terenurilor cristalofiliene*, St. şi cerc. geol. geofiz. geogr., Seria geologie, 1966, **11**, *2*.
8. Dimitrescu R., *Studiul geologic şi petrografic al regiunii între Gîrda şi Lupşa (bazinul superior al văii Arieşului)*, An. Com. geol., 1958, **XXXI**.
9. — *Studiul geologic şi petrografic al regiunii Arada — Muntele Mare*, Dări de seamă Com. geol., 1962, **XLVII**.
10. — *Consideraţii asupra evoluţiei geomagmatice a Munţilor Apuseni în relaţie cu geotectonica*, Dări de seamă Com. geol., 1963, **XLIX**, *1*.
11. — *Muntele Mare, Studiul geologic şi petrografic*, An. Com. Stat Geol., 1966, **XXXV**.
12. Gherasi N., *Recherches géologiques dans la partie occidentale du massif cristallophyllien de la Leaota*, C. R. des séances (Résumés), 1961, **XL—XLI** (1952—1954).
13. Gherasi N. şi Dimitrescu R., *Structura geologică a masivului Ezer-Păpuşa — bazinul Riul Tîrgului*, Dări de seamă Com. geol., 1964, **XLIX**, *1*.
14. Gherasi N., Manilici V. şi Dimitrescu R., *Studiul geologic şi petrografic al masivului Ezer, Păpuşa*, An. Com. geol., 1966, **XXXV**.
15. Giuşcă D., *Observaţii asupra formaţiunilor cristaline şi metamorfismului de contact al granitelor din masivul Highiş*, St. şi cerc. geol., 1962, **7**, *2*.
16. Giuşcă D., Savu H. şi Borcoş M., *Asupra stratigrafiei şisturilor cristaline din Munţii Apuseni*, St. şi cerc. geol. geofiz. geogr., Seria geologie, 1967, **12**, *1*.
17. Ionescu C., *Cercetări geologice şi petrografice în Cristalinul Munţilor Bihor (Biharia)*, An. Com. geol., 1962, **XXXII**.
18. Kräutner H., *Zăcămîntul de sulfuri de la Muncelu Mic (Poiana Ruscă)*, Ve Congr. Ass. géol. Carp.-Balk., Bucureşti, 1963, **II**.
19. Papiu V. C., *Cercetări geologice în partea de NW a masivului Poiana Ruscă*, Dări de seamă Com. geol., 1957, **XL**.
20. Papiu V. C., Popescu A. şi Serafimovici V., *Importanţa litogenetică a rocilor carbonatate din epizona masivului Poiana Ruscă*, Dări de seamă Com. geol., 1964, **XLIX**, *2*.
21. Pavelescu L. şi Pavelescu Maria, *Geologia şi petrografia văii Jiului românesc între Oslea şi Petroşeni*, An. Com. geol., 1964, **XXXIII**.
22. — *Cercetări geologice şi petrografice în bazinul văii Jiului transilvănean şi al văii Jieţului*, St. şi cerc. geol. geofiz. geogr., Seria geologie, 1966, **11**, *1*.

Institutul geologic
al
Comitetului de Stat al Geologiei.

Primită în redacţie la 5 aprilie 1967.

ASUPRA PREZENȚEI DEPOZITELOR METAMORFOZATE ALE PALEOZOICULUI INFERIOR ÎN CARPAȚII MERIDIONALI CENTRALI (REGIUNEA RĂȘINARI — CISNĂDIOARA — SADU)

DE

MARCELA DESSILA-CODARCEA și VIOLETA ILIESCU

55(05)

Studiul regiunii Răşinari — Cisnădioara — Sadu a condus la abordarea unui nou mod de a privi evoluția prealpină a Carpaților Meridionali centrali în special și a Carpaților românești în general. Studiind cu minuțiozitate realitățile geologice din acest sector al Carpaților Meridionali atît pe teren, cît și în laborator, am încercat să elucidăm esența și raporturile reciproce dintre fenomene; din înlănțuirea lor s-au desprins în mod firesc anumite legi, care au devenit ulterior căi de orientare a investigațiilor geologice, transformîndu-se astfel în principii metodologice (3), (4).

Obținerea acestor rezultate a fost posibilă deoarece regiunea Răşinari — Cisnădioara — Sadu este caracterizată printr-o mare diversitate de formațiuni cristalofiliene. Nicăieri nu s-a putut observa însă o succesiune completă a pachetelor de șisturi cristaline în vederea stabilirii coloanei stratigrafice; succesiunea preconizată era deci susceptibilă de a fi îmbunătățită și completată. În acest scop am încercat să datăm seriile și complexele afectate mai puțin de procesele de metamorfism regional pe baza criteriului biostratigrafic.

SERIA DE RĂȘINARI

La partea superioară a succesiunii seriilor cristalofiliene din regiunea Răşinari — Cisnădioara — Sadu a fost pusă în evidență pentru prima dată în anul 1961 (1) o serie blastodetritică. Deoarece această serie prezintă o dezvoltare caracteristică în împrejurimile localității Răşinari, ea a fost denumită „seria de Răşinari". În cadrul acestei serii au fost deose-

St. și cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie t. 12 nr. 2 p. 311–319 București 1967

bite pe criterii litologice-petrografice două complexe : un complex bazal predominant cuarțitic și un complex superior de șisturi cuarțoase clorito-sericitice. Separarea seriei de Răşinari a fost bazată pe următoarele considerente :

1. Din punct de vedere litologic, suprapunerea unui complex cuarțitic rezultat prin metamorfozarea unui sediment bine sortat, probabil o formațiune de țărm, peste complexul grafitos al seriei de Sibișel cu caracter paralic marchează începutul unui nou ciclu de sedimentare.

2. În ceea ce privește metamorfismul, depozitele seriei de Răşinari au fost afectate foarte puțin de aceste procese, conservîndu-se adeseori structurile relicte, în timp ce seria de Sibișel subiacentă a fost metamorfozată mai intens. Discordanța de metamorfism dintre seria de Răşinari și seria de Sibișel reiese clar din următoarele observații : *a*) absența trecerilor gradate de facies metamorfic ; *b*) suprapunerea limitei de facies metamorfic cu limita stratigrafică ; *c*) existența unor ușoare fenomene de retrometamorfism în șisturile cristaline ale seriei de Sibișel puse în evidență prin cloritizarea biotitului ; *d*) prezența unor fenomene ulterioare de metamorfism progresiv cu caracter static, marcate prin recristalizarea biotitului în foițe largi, pe plane preferențiale, în șisturile aceleiași serii.

Separarea seriei de Răşinari ca unitate litologică implica datarea ei. Prin analogie cu depozitele de cuarțite și șisturi satinate de la Rebrovo din defileul Iskerului (R.P. Bulgaria) și cu cuarțitele din Dobrogea de NV (6), am atribuit seria de Răşinari ordovicianului (2). În scopul confirmării acestei ipoteze pe criterii biostratigrafice, în 1962 am colectat material de pe versantul stîng al văii Dobra. Rezultatele negative ale analizelor nu ne-au determinat să abandonăm această problemă. Abia în anul 1965 am obținut rezultate pozitive în urma analizării filadelor,

Tabelul nr. 1

Repartiția microflorei fosile determinate în seria de Răşinari (după B. Timofeev)

Proba					Unități taxonomice	Precambrian		Cambrian			Ordovician	
23	24	25	26	45		1	2	1	2	3	1	2
×		×	×	×	*Protoleiosphaeridium* sp.							
				×	*Protoleiosphaeridium cambriense* Tim.							
	×	×			*Leiosphaeridium* sp.							
			×		*Trachydiacrodium* sp.							
×		×			*Leiotriletes minutissimus* Naum.							
×					*Leiotriletes simplicissimus* Naum.							
				×	*Stenozonoligotriletum* sp.							
				×	*Lopholigotriletum* sp.							
		×			*Stenozonoligotriletum sachensis* Tim.							

care se aștern peste cuarțitele blastopsamitice în drumul de pe versantul stîng al pîrîului Satul Nou—Rășinari (proba 45). Rezultate pozitive s-au obținut și prin analizarea șisturilor intercalate între cuarțitele din Dealul Schiaului (probele 23, 24, 25 și 26) (tabelul nr. 1).

Analiza tabelului privind repartiția microflorei fosile identificate în seria de Rășinari de Violeta Iliescu ne permite să facem următoarele observații:

1. Prezența formelor cu răspîndirea largă, începînd din precambrian și depășind paleozoicul inferior, nu este concludentă, ele neprezentînd valoare stratigrafică.

2. Existența formelor care apar în cambrian indică în mod evident apartenența acestor depozite paleozoicului, și nu precambrianului.

3. O deosebită importanță prezintă formele cantonate exclusiv într-un singur etaj, pe baza cărora se pot face precizări asupra poziției stratigrafice a pachetului respectiv de șisturi cristaline.

4. Formele care nu depășesc limita unui anumit sistem sau etaj pot furniza date suplimentare.

Încadrarea datelor de care dispunem într-un tabel bazat pe considerentele sus menționate dă indicații prețioase (tabelul nr. 2).

Din tabelul nr. 2 se observă că rezultatele palinologice sînt în concordanță cu succesiunea stratigrafică stabilită pe baza superpoziției stratelor. Prezența formelor care apar în cambrian justifică atri-

Tabelul nr. 2

Repartiția microflorei fosile în coloana stratigrafică a seriei de Rășinari

Nr. probei	Poziția probei în succesiunea geometrică a pachetelor de șisturi cristaline. Locul de colectare	Cambrian inferior	Cambrian mediu	Cambrian superior	Ordovician inferior	Ordovician superior
45	filade; drumul de pe versantul stîng al pîrîului Satul Nou — Rășinari	– – –

buirea seriei de Răşinari paleozoicului inferior. Pachetul de cuarţite cu alternanţe şistoase din Dealul Schiaului, situat la partea inferioară a seriei de Răşinari, conţine spori, care nu depăşesc limita cambrianului inferior : *Leiotriletes minutissimus* Naum., *L. simplicissimus* Naum. O asociaţie diferită de spori apare mai la nord, în drumul din versantul stîng al pîrîului Satul Nou — Răşinari ; în filadele suportate de cuarţite blastopsamitice masive, formele identificate ating cambrianul superior, *Lopholigotriletum* sp., şi chiar ordovicianul inferior, *Stenozonoligotriletum* sp.

COMPLEXUL ŞISTURILOR CLORITO-ALBITICE

În regiunea Răşinari — Cisnădioara — Sadu a fost separat un complex de şisturi clorito-albitice. Acest complex a fost atribuit provizoriu seriei de Rîuşorul Cisnădioarei, încadrîndu-se pe baza poziţiei lui în spaţiu în cuplul monoliminar valea Muntelui — Sebeş.

Predominanţa materialului vulcanogen bazic, reprezentînd o formaţiune corespunzătoare etapei iniţiale de dezvoltare a geosinclinalelor, şi discordanţa de metamorfism în raport cu seria rifeană de Sibişel au fost consideren te care ne-au determinat să ne preocupăm în continuare de stabilirea poziţiei stratigrafice exacte a acestui complex. Metamorfozarea foarte uşoară a depozitelor lui şi prezenţa unor intercalaţii terigene ne-au permis să încercăm datarea şi a acestui complex pe baze biostratigrafice. Am colectat în acest scop probe din orizontul şisturilor clorito-epidotice din Dealul

Tabelul nr. 3

Repartiţia microflorei determinate în complexul şisturilor clorito-albitice (după B. Timofeev şi L. Iagreska)

Proba					Unităţi taxonomice	Precambrian		Cambrian			Ordovician	
1	18	19	20	22		1	2	1	2	3	1	2
×	×	×	×	×	*Leiosphaeridium* sp.							
		×			*Protoleiosphaeridium cambriense* Tim.							
×	×	×	×	×	*Protomycterosphaeridium marmoratum* Tim.							
		×			*Leioligotriletum minutissimum* (N.) Tim.							
×		×	×	×	*Trachyoligotriletum* sp.							
×		×			*Trachyoligotriletum minutum* (N.) Tim.							
	×				*Trachyoligotriletum planum* Tim.							
×					*Lopholigotriletum coriaceum* Tim.							
×			×		*Stenozonoligotriletum* sp.							

Tabelul nr. 4

Repartiția microflorei fosile în coloana stratigrafică a complexului șisturilor clorito-albitice

Nr. probei	Poziția probei în succesiunea geometrică a pachetelor de șisturi cristaline. Locul de colectare	Cambrian inferior	Cambrian mediu	Cambrian superior	Ordovician inferior	Ordovician superior
22	filite; Dealul Schiaului — Răşinari					
20	filite intercalate între şisturi clorito-albitice; Dealul Schiaului — Răşinari					
19	filite intercalate între şisturi clorito-albitice; Dealul Schiaului — Răşinari					
18	filite intercalate între şisturi clorito-albitice; Dealul Schiaului — Răşinari					
1	calcşisturi; primul afluent stîng al pîrîului Rîuşorul, în amonte de confluența cu pîrîul Argintului—Cisnădioara					

Notă. ..... 1; -.-.- 2 şi 3; — — — 4.

Schiaului (probele 18, 19 şi 20), precum şi din orizontul şisturilor clorito-albitice din Dealul Schiaului şi de pe primul afluent stîng al pîrîului Rîuşorul Cisnădioarei, în amonte de confluența cu pîrîul Argintului (probele 1, 22) (tabelele nr. 3 şi 4).

Din tabelul nr.3 privind repartiția microflorei identificate de V i o l e t a I l i e s c u în complexul clorito-albitic, se remarcă că *Protomycterosphaeridium marmoratum* Tim., cantonată exclusiv în cambrianul inferior, este prezentă în toate probele, justificînd atribuirea sa acestui etaj.

DISCUȚII

Pe baza datelor expuse mai sus, schema evoluției geologice a Carpaților Meridionali centrali se completează. Existența unei discordanțe litologice şi de metamorfism între seria de Sibişel şi complexul clorito-albitic al seriei de Rîuşorul Cisnădioarei atestă caracterul transgresiv al acestuia din urmă peste un fundament rifean metamorfozat şi cutat în ciclul baicalian. Acest complex, atribuit georgianului pe criterii biostratigrafice, reprezintă o formațiune corespunzînd etapei inițiale geosinclinale; el marchează primul stadiu de dezvoltare a geosinclinalului caledonian în Carpații Meridionali centrali.

Seria de Răşinari, separată pe aceleaşi considerente litologice-petrografice, poate fi subdivizată pe baza criteriilor biostratigrafice în două orizonturi :

— orizontul inferior, caracterizat prin prezența intercalațiilor șistoase în cuarțitele blastopsamitice, aparținînd părții terminale a cambrianului inferior ;

— orizontul superior, constituit dintr-un nivel bazal de cuarțite masive, peste care se suprapune un nivel de filade, care se integrează într-o porțiune a intervalului cambrian mediu-ordovician.

Aceste două orizonturi par a fi la prima vedere în continuitate de sedimentare și metamorfism ; între ele nu se constată deocamdată nici existența unui prag bionomic. Este foarte posibil însă ca orizontul superior să reprezinte transgresiunea ordoviciană în Carpații Meridionali centrali, cu atît mai mult cu cît partea terminală a cambrianului pare să lipsească. La acest punct de vedere concură cîteva observații, făcute în primii ani de cercetare în această regiune și care de-abia acum își găsesc o explicație logică.

Cu ocazia efectuării primului profil geologic pe valea Sibișel — Rășinari, am descoperit un fragment subrotunjit de cuarțite blastomicroconglomeratice, atingînd circa 6 cm în diametru, înglobat într-un pachet de cuarțite mărunte cenușii. Deosebirea litologică dintre acest fragment și roca ce-l includea arăta în mod evident caracterul său alohton.

În malul drept al văii Sibișel, la confluența cu valea Dobrii, există o stîncă de cuarțite blastodetritice cenușii foarte puțin metamorfozate, în timp ce pachetele de cuarțite de pe culmea din stînga văii Dobrii sînt metamorfozate mai puternic, conținînd și exudații paralele de cuarț alb sub formă de fîșii.

Pe valea Dobrii, cuarțitele blastopsamitice împreună cu depozite aparținînd cambrianului și rifeanului sînt implicate într-o serie de structuri imbricate, care nu au legătură vădită cu cuarțitele cu poziție geometrică superioară de pe culmi.

Pe marginea observațiilor de mai sus putem face în prezent următoarele considerații :

Admiterea transgresiunii ordovicianului pe un cambrian, caracterizat de asemenea prin prezența depozitelor terigene începînd din partea superioară a georgianului, explică în mod logic prezența fragmentului de cuarțite microconglomeratice, remaniat în cuarțitele ordoviciene.

Existența unor diferențe de metamorfism la distanțe de ordinul sutelor de metri și a unor imbricații preordoviciene pune problema manifestării fazei sardice în regiunile carpatice, însoțită de metamorfozarea depozitelor cambriene. Subliniem de asemenea că metamorfozarea și cutarea orizontului superior al seriei de Rășinari au avut loc în ciclul caledonian, și nu varistic.

Descoperirea paleozoicului inferior în Carpații Meridionali centrali ridică problema existenței diferiților lui termeni și în alte masive cristaline.

Zona de Călușu — Tămășel din Masivele Ezer — Păpușa și Leaota a fost comparată cu complexul șisturilor clorito-albitice din regiunea Rășinari — Cisnădioara — Sadu (5). Într-adevăr, aceste două complexe cu poziții superioare în succesiunea de șisturi cristaline ale celor două masive prezintă asemănări foarte evidente din punct de vedere litologic. În ceea ce privește metamorfismul, remarcăm însă că pînă în prezent nu am observat fenomene de diaftoreză în șisturile clorito-albitice din regiunea Rășinari — Cisnădi-

oara—Sadu, în timp ce N. G h e r a s i și colaboratori (5) au ajuns la concluzia caracterului polimetamorfic al zonei de Călușu—Tămășel pe baza existenței unor fenomene de diaftoreză în șisturile care aparțin acestei zone. Această situație s-ar putea explica prin suprapunerea efectelor ciclului varistic; în caz contrar însă, cele două formațiuni nu se pot echivala, zona de Călușu Tămășel încadrîndu-se în complexul cutat dornean. În privința conglomeratelor din zona Călușu — Tămășel, situate în partea ei bazală în coloana stratigrafică, dorim să arătăm că datele de care dispunem în prezent ne determină să considerăm mai justă ipoteza caracterului lor regresiv; aceste conglomerate ar reprezenta deci termenul final al cambrianului în Masivul Ezer—Păpușa. În cazul vîrstei proterozoice a zonei de Călușu—Tămășel, conglomeratele discutate ar marca transgresiunea unuia din termenii paleozoicului. Pe baza celor discutate mai sus se poate prevedea deci existența formațiunii inițiale georgiene a geosinclinalului caledonian și în zona exterioară a Carpaților.

Recunoașterea unor caractere întru totul asemănătoare în privința seriei de Leșcovița din Masivul Locva ne incită a face aceleași presupuneri asupra existenței cambrianului inferior în Banatul de vest. În lumina celor arătate mai sus, se pot face unele previziuni și în privința Munților Apuseni. Complexul superior predominant șistos al seriei de Păiușeni din Masivele Drocea și Highiș (7), împreună cu formațiunea ofiolitică, s-ar înscrie în georgian; unii termeni superiori ai complexului inferior, caracterizați prin predominanța cuarțitelor, ar putea aparține ordovicianului. Subliniem că nu excludem nici posibilitatea prezenței depozitelor terigene slab metamorfozate ale proterozoicului superior în aria de răspîndire a complexului inferior al seriei de Păiușeni. Metamorfozarea depozitelor acestei serii ar corespunde ciclului caledonian, și nu fazei bretone, valoarea de 260 mil. ani reprezentînd numai regenerarea varistică.

Spre NE, în Munții Bihorului și Codru-Moma, termenii cambrieni și ordovicieni trebuie căutați în ariile de dezvoltare ale seriilor blastodetritice, echivalente seriei de Păiușeni; remarcăm însă că separarea depozitelor paleozoicului inferior de depozitele care aparțin paleozoicului superior pe baza criteriilor biostratigrafice va trebui soluționată cît mai curînd în vederea completării hărților geologice ale Munților Apuseni și a îmbunătățirii hărții tectonice prin delimitarea complexului cutat caledonian de complexul cutat varistic.

Legătura dintre Munții Apuseni și Masivul Locva se face prin zona de șisturi verzi de la Mîniom din Banatul de vest.

Din datele expuse mai sus se desprinde în mod clar posibilitatea subdivizării seriilor părții superioare din coloanele stratigrafice ale masivelor cristaline pe baza analizelor palinologice; în acest mod se obține și o reconstituire mai completă a evoluției geologice prealpine. Interpretarea datelor trebuie făcută însă cu foarte multă judiciozitate, deoarece resturile organice se întîlnesc sporadic în șisturile cristaline și numai în anumite nivele. Literatura de specialitate referitoare la paleozoicul inferior este încă incompletă, încît unele neconcordanțe privind răspîndirea formelor în timp nu sînt încă suficient clarificate. Astfel, delimitarea orizonturilor și a seriilor de șisturi cristaline aparținînd diferitelor etaje și sisteme nu se poate face decît pe baza unui studiu litologic-petrografic amănunțit.

SUR LA PRÉSENCE DES DÉPÔTS MÉTAMORPHISÉS DU PALÉOZOÏQUE INFÉRIEUR DANS LES CARPATES MÉRIDIONALES CENTRALES (RÉGION DE RĂŞINARI—CISNĂDIOARA—SADU)

RÉSUMÉ

L'étude géologique détaillée des formations cristallophyliennes de la région de Răşinari—Cisnădioara—Sadu nous a permis d'établir la succession stratigraphique des séries métamorphiques. Nous avons essayé de preciser l'âge des dépôts appartenant aux séries peu métamorphisées à l'aide des critères paléontologiques.

Une position stratigraphique supérieure dans cette succession est occupée par la série de Răşinari, constituée à la base de quartzites suivis de schistes quartzeux chlorito-sériciteux. Les dépôts prémétamorphiques de cette série ont été métamorphisés au niveau du faciès des schistes verts, tout en conservant parfois leurs structures détritiques. Par analogie avec les quartzites et les schistes satinés de Rebrovo dans le défilé de l'Isker (R. P. de Bulgarie) et les quartzites de la Dobrogea de NW, on a préconisé un âge ordovicien pour cette série. La présence de spores qui apparaissent dans le Cambrien nous permettent d'attribuer à la série de Răşinari l'âge Cambrien inférieur — Ordovicien.

Dans cette même région, dans un complexe de schistes chlorito-albitiques sous-jacent, constitué surtout de matériaux vulcanogènes basiques, on a identifié dans les intercalations terrigènes très peu métamorphisées, une association de spores caractéristiques pour le Cambrien inférieur.

Du point de vue de la lithologie et du métamorphisme, le complexe des schistes chlorito-albitiques est en position discordante par rapport à la série de Sibişel sous-jacente d'âge riphéen, ce qui justifie l'interprétation du complexe chlorito-albitique comme la formation initiale du géosynclinal calédonien des Carpates méridionales centrales. L'étude des associations de spores permet de subdiviser la série de Răşinari en deux horizons : l'horizon inférieur appartiendrait à la partie terminale du Cambrien inférieur, tandis que l'horizon supérieur représenterait la transgression ordovicienne.

La découverte du Paléozoïque inférieur dans les Carpates méridionales centrales, incite à la recherche de ses divers termes dans d'autres massifs cristallophylliens analogues, par exemple dans les massifs de Ezer-Păpuşa, Leaota, Locva, Le Banat occidental, les Monts Apuseni.

BIBLIOGRAFIE

1. Dessila-Codarcea Marcela, *Contribuţiuni la stratonomia şi tectonica şisturilor cristaline ale Carpaţilor Meridionali centrali la vest de Olt*, St. şi cerc. geol., 1961, **VI**, *3*.
2. — *Consideraţii asupra stratigrafiei, genezei şi structurii formaţiunilor cristalofiliene din Carpaţii Meridionali centrali (regiunea Răşinari — Cisnădioara — Sadu)*, An. Com. geol., 1964, **XXXIV**, *I*.
3. — *Studiul geologic şi petrografic al regiunii Răşinari — Cisnădioara — Sadu*, Mem. Com. geol., 1965, **VI**.

4. Dessila-Codarcea Marcela, *Căi noi în descifrarea evoluției geologice a terenurilor cristalofiliene*, St. și cerc. geol. geofiz. geogr., Seria geologie, 1966, **11**, *2*.
5. Gherasi N., Manilici V. și Dimitrescu R., *Studiul geologic și petrografic al masivului Ezer — Păpușa*, An. Com. geol., 1960, **XXXV**.
6. Mirăuță O., *Paleozoicul din partea de sud a Munților Măcin*, Dări de seamă Com. geol., 1962, **XLVI**.
7. Savu H., *Masivul eruptiv de la Bîrzava (Munții Drocea)*, Mem. Com. geol., 1965, **VIII**.

Institutul geologic al Comitetului de Stat al Geologiei.

Primită în redacție la 1 februarie 1967.

CONGLOMERATELE METAMORFOZATE DE LA BAZA SERIEI EPIMETAMORFICE DIN CARPAȚII ORIENTALI. POZIȚIA ȘI SEMNIFICAȚIA LOR GEOLOGICĂ

DE

IOAN RĂDULESCU

55(05)

Prezenta lucrare, întocmită pe baza observațiilor de teren și a studiului de laborator întreprins de autor, are drept scop să pună în evidență importanța geologică a sernifitelor din masivul de șisturi cristaline al Carpaților Orientali. Aceste formațiuni metamorfice, cu implicații deosebite în interpretarea structurii și a evoluției geologice regionale, oferă prin natura petrografică și poziția pe care o ocupă argumente pentru o viziune nouă asupra metamorfismului regional din geosinclinalul carpatic. Prin lucrările de prospecțiune a fost identificată prezența conglomeratelor metamorfozate de-a lungul întregii structuri de șisturi cristaline cuprinse între pasul Prislop (la NV) și pîrîul Bărnărel—pîrîul Negrișoara (la SE), localizate pretutindeni la limita dintre șisturile mezometamorfice în facies de Bretila (puternic retromorfe) și complexul inferior (manganifer) al seriei epimetamorfice.

Primele informații asupra sernifitelor din Carpații Orientali le furnizează M. S a v u l (5), care descrie în regiunea Șarul-Dornei un „conglomerat metamorfozat" (p. 463), la care remarcă alcătuirea „din pietricele rotunjite de cuarț alb sau alte fragmente de roci cristaline". Autorul conchide că „în compoziția conglomeratului au intrat roci metamorfice, indicînd prezența unui metamorfism anterior formării lui". Același autor (6) descrie în regiunea Cîrlibaba, în cuprinsul formațiunilor acoperitoare ale șisturilor de Bretila, „șisturi negre cu pigment cărbunos" (p. 254), care „uneori se îmbogățesc în cuarț, cîteodată capătă chiar aspectul conglomerat prin elementele de cuarț alb ce le conțin".

St. și cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie t.12 nr. 2 p. 321–335 București 1967

R. Ştefan[1] şi colaboratori descriu pe Neagra-Şarului o „zonă a sernifitelor şi a şisturilor sernifitice", care cuprinde conglomerate metamorfozate, cu elemente centimetrice de micaşisturi cu muscovit, biotit, granat, şi şisturi conglomeratice. Autorii remarcă poziţia lor discordantă „direct peste mezozonă pretutindeni unde apar", dar interpretează această situaţie ca fiind tectonică, iar metamorfismul conglomeratelor de natură dinamică. L. Vasilescu[2] menţionează prezenţa sernifitelor (numai ca fragmente) pe afluenţii din stînga Bistriţei între Argestru şi Vatra-Dornei, iar S. Cosma şi S. Peltz[3] în seria epimetamorfică din zona Muntele Rusului—Tunzăria.

În 1959, C. Ionescu[4] separă pe pîrîul Deaca la limita dintre seria de Bretila şi şisturile epimetamorfice acoperitoare un complex sernifitic transgresiv. În cimentul conglomeratelor cuarţoase metamorfozate din acest complex identifică minerale proprii domeniului mezometamorfic subiacent, remaniate.

În 1960, I. Rădulescu[5] şi colaboratori identifică în complexul detritogen epimetamorfic, transgresiv pe şisturile mezometamorfice diaftorizate din zona Bretila, sernifite cu elemente de şisturi mezometamorfice remaniate din substrat şi ciment detritic cu fragmente de cristale şi minerale rulate. Ulterior, I. Rădulescu[6] şi colaboratori extind cercetările spre Munţii Rodnei şi izvoarele Someşului Mare, unde stabilesc aceleaşi relaţii de transgresiune şi metamorfism independent şi succesiv ale celor două serii de şisturi cristaline.

R. Dimitrescu (2) descrie formaţiuni sernifitice cu remanieri din substratul mezometamorfic, situate în baza stivei de şisturi epimetamorfice, la Iacobeni, raliindu-se concluziilor autorilor sus-menţionaţi.

RĂSPÎNDIREA ŞI CARACTERIZAREA PETROGRAFICĂ A CONGLOMERATELOR METAMORFOZATE

Conglomeratele metamorfozate la care ne referim formează un nivel discontinuu la baza orizontului sernifitic, orizont care suportă în continuitate de sedimentare stiva de şisturi sericito-cuarţoase şi cuarţitice din complexul inferior al seriei epimetamorfice[7]. Acest nivel brodează aproape continuu nucleele mezometamorfice ale marii boltiri anticli-

---

[1] R. Ştefan, S. Cosma şi L. Vasilescu, *Raport geologic asupra cercetărilor în regiunea Pălitniş — Şarul-Dornei — Argestru.* Arh. Com. geol., 1955.

[2] L. Vasilescu, *Raport asupra regiunii v. Argestru — v. Bistriţei,* Arh. Com. geol., 1956.

[3] S. Cosma şi S. Peltz, *Raport geologic asupra cercetărilor în regiunea Păltiniş — Drăgoiasa,* Arh. Com. geol., 1956.

[4] C. Ionescu, *Raport geologic privind rezultatele lucrărilor de prospecţiune pentru sulfuri complexe din regiunea Cîrlibaba — Ciocăneşti — Iacobeni,* Arh. Com. geol., 1959.

[5] I. Rădulescu, L. Rădulescu, P. Costache, F. Barbu şi D. Constantinof, *Raport geologic asupra prospecţiunilor pentru fier şi sulfuri în regiunea Cîrlibaba — Iacobeni — Şesuri — Bahna (Carpaţii Orientali),* Arh. Com. geol., 1960.

[6] I. Rădulescu, L. Rădulescu şi D. Tofan, *Raport geologic asupra prospecţiunilor pentru fier şi neferoase în regiunea izvorul Someşului — vf. Inău,* Arh. Com. geol., 1961.

[7] I. Rădulescu şi L. Rădulescu, *Zona anticlinală Rusaia — Bretila,* Comunicare în şed. Inst. geol. al Com. geol. din 21 ianuarie 1965.

nale din partea de SE a masivului de șisturi cristaline din Carpații Orientali, nuclee care se aliniază din zona Bretila—Rusaia spre S, prin Iacobeni — Vatra-Dornei — Șarul-Dornei, pînă în bazinul văii Neagra Broștenilor. Conglomeratele au dezvoltare inegală și aspecte petrografice variate de-a lungul zonei lor de apariție, generate de particularitățile locale de transport și sedimentare ale materialului detritic din care provin. Ținînd seama de aceste variații, se pot separa trei tipuri principale de conglomerate metamorfozate, cu arii de răspîndire distincte: conglomerate cuarțoase cu ciment grafitos, conglomerate sericito-cloritoase și conglomerate eterogene breccioase.

A. CONGLOMERATE CUARȚOASE CU CIMENT GRAFITOS

Acest tip de sernifite apare în exclusivitate în partea de NV a Carpaților Orientali, în zona de legătură a Munților Bistriței cu Munții Rodnei. Principalele iviri situate pe văile: Rusaia, Măgurii, Gîndacului și Deaca (afluenți de dreapta ai Bistriței Aurii) de pe versantul de NE al Munților Bistriței și pe valea Maria Mare (obîrșia Someșului Mare) de pe versantul de SV. Pe văile Izvorul Șes, Zacla și Țibăuaș (în bazinul Bistriței) și Izvorul Păltinișului (în bazinul Someșului Mare) au fost identificate numai zone de blocuri.

Conglomeratele cuarțoase sînt situate constant la partea inferioară a nivelului sernifitic[8], care corespunde petrografic „șisturilor negre, pe alocuri conglomeratice", separate de M. Savul (6) în zona valea Rusaia — pîrîul Gîndacului, și complexului de pîrîul Omului, delimitat de C. Ionescu[9] în bazinul văii Deaca și de R. Dimitrescu (2) în regiunea Iacobeni, stînd nemijlocit pe șisturi mezometamorfice puternic diaftorizate. Ele constituie apariții discontinue, care se pot urmări direcțional pe sute de metri, cu grosimi variabile: de la cîțiva decimetri pînă la 20—30 m. Lateral și pe verticală, aceste conglomerate trec la șisturi sernifitice fine și se îndințează frecvent cu șisturi negre grezoase cu muscovit și șisturi calcaroase negre.

Macroscopic, sernifitele prezintă aspecte diferite: de la conglomerate cuarțoase grosiere, cu elemente centimetrice abundente, la șisturi conglomeratice fine, constînd în cea mai mare parte dintr-un agregat microdetritic grafitos cu rare elemente de cuarț, izolate. În general, sînt alcătuite, în proporție volumetrică, din 70—75% elemente și 25—30% ciment.

Elementele, în totalitate perfect rotunjite, vădind un grad avansat de rulare, sînt constituite în proporție masivă (peste 99%) din cuarț alb și fumuriu; sporadic se remarcă fragmente centimetrice de paragnaise, micașisturi cu granați, cuarțite biotitice și amfibolite, mai puțin rulate, avînd șistozitate proprie diferită de cea a cimentului care le înconjură. Proporția volumetrică în care apar elementele, după cinci clase dimen-

[8] I. Rădulescu și colab., *op. cit.*, p. 322.

[9] C. Ionescu, *op. cit.*, p. 322.

sionale, reiese din tabelul nr. 1.

Tabelul nr. 1

Clasele dimensionale și repartiția procentuală a elementelor

Clasa	Limitele diametrului cm	Procentul
I	>30	sporadic
II	30—10	10
III	10— 2	45
IV	2—0,5	25
V	<0,5	20

Elementele de șisturi se încadrează numai în ultimele două clase, excepțional fiind întîlnite fragmente cu diametrul mai mare de 2 cm.

Cimentul, de culoare cenușiu-negricioasă, este alcătuit tot din material detritic; prezintă șistozitate bună, ondulări în jurul elementelor mai mari și frecvente oglinzi de fricțiune. Este în cea mai mare parte recristalizat, păstrînd pe alocuri numeroase relicte detritice. Nu se observă o sortare granuloclastică, în aceeași porțiune fiind prezente granule și fragmente de cristale rulate cu dimensiuni foarte variate. Culoarea cimentului este dată de cantitatea mare de pulbere grafitică dispersată uniform, iar orientarea este marcată de numeroasele lamele de muscovit, dispuse întotdeauna în plane paralele cu șistozitatea (plane care coincid cu stratificația inițială). Procentual, cimentul este format din :

50—80% cuarț granular, în cea mai mare parte recristalizat;

5—18%muscovit în lamele mari, rupte, evident remaniate;

8—15% sericit asociat în mică proporție cu clorit;

5—12% pulbere grafitică, pigmentînd uniform roca;

0—2% fragmente mici de șisturi mezometamorfice;

0—1% granați (cristale și fragmente de cristale rulate) intens cloritizați;

0—4% feldspat în granule mici, puternic sericitizat;

0—1% biotit, lamele intens transformate, rupte, îndoite și frecvent, dar în cantități foarte mici : turmalină, apatit, zircon, epidot, pirită și plaje întinse de hidroxizi de fier.

Analiza petrografică a conglomeratelor cuarțoase conduce la următoarele :

Gradul avansat de rulare a elementelor, ca și constituția litologică a acestora (predomină net cuarțul), indică un transport îndelungat al materialului detritic din care provin. Fragmentele de șisturi (mai puțin rezistente) s-au dezagregat aproape în întregime, fiind rare între elemente, dar furnizînd material detritic fin care alcătuiește cimentul (în care abundă minerale remaniate).

Discordanța netă dintre orientarea șistozității cimentului și cea a elementelor de șisturi, ca și diferența de intensitate a metamorfismului suferit de conglomerate (respectiv cimentul lor) față de fragmentele de rocă pe care le conțin, atestă fomarea lor pe seama unor șisturi mezometamorfice preexistente (pe care le remaniază) și transformarea în sernifite într-un proces de metamorfism regional de intensitate scăzută.

B. CONGLOMERATE SERICITO-CLORITOASE

Conglomeratele sericito-cloritoase sînt răspîndite în partea centrală a porțiunii Carpaților Orientali la care ne referim, între valea Deaca (la N) și Neagra-Șarului (la S). Principalele zone de afloriment apar în valea Deaca, pe valea Fierului, valea Argestruț și sub vîrful Arșița din regiunea Iacobeni, ca și pe culmea dintre Neagra-Șarului și Bistrița în apropiere de Vatra-Dornei. Zone de blocuri din aceleași conglomerate au fost identificate pe pîraiele Chiliei și Drăncani, afluenți de stînga ai Bistriței în raza comunei Argestru. În partea de N, în zona de interferență cu tipul de sernifite descris anterior, conglomeratele sericito-cloritoase apar fie ca îndinți laterale cu conglomeratele cuarțoase, fie ca un nivel suprapus acestora, în imediată continuitate stratigrafică. Spre S, aceste sernifite se dispun transgresiv, direct pe șisturi mezometamorfice de tipul „Bretila", suportînd concordant șisturi sericito-cuarțitice blastodetritice, în care se remarcă prezența mineralelor remaniate (granați, muscovit, turmalină etc.). Nivelul conglomeratelor sericito-cloritoase îmbracă în valea Fierului (2) aspectul unor „șisturi cloritoase blastopsamitice, și blastopsefitice, cu cristale de cuarț rulat de 1—5 mm diametru" (p. 16).

Aceste sernifite se prezintă în general sub formă de șisturi sericito-cloritoase cu aspect conglomeratic, perfect orientate, cu elemente de dimensiuni variate (pînă la 10—15 cm diametru) de cuarț și șisturi mezometamorfice (în special paragnaise și cuarțite feldspatice fine, cu sau fără granat). Pe alocuri au aspect de filite cafeniu-cenușii slab verzui[10], în care se remarcă „elemente cu contur rotunjit, cum ar fi, de exemplu, cuarțul și granatul". Sintetic, conglomeratele clorito-sericitice sînt alcătuite în proporție de 20—30% elemente și 70—80% ciment filitic clorito-sericitos.

Elementele sînt bine rulate, dar nu ating gradul de rotunjire a celor din tipul cuarțitic : sînt de obicei ovale, aplatisate, cu bordurile rotunjite, similare pietrișurilor aluvionare recente. Forma și gradul de rulare atestă un transport îndelungat, dar mai mic decît în tipul cuarțitic.

Litologic, elementele sînt formate din :

35—45% micașisturi feldspatice ± granați ;
20—30% cuarț alb și fumuriu ;
15—20% cuarțite alb-cenușii, rubanate, cu biotit și granați ;
10—20% paragnaise muscovitice microgranulare ;
0—5% amfibolite, micașisturi foioase granatifere etc.

După mărimea maximă, elementele se încadrează în cinci clase dimensionale, conform tabelului nr. 2.

Elementele sînt diferit orientate ; se constată o oarecare corelație între dimensiunea acestora și orientare, astfel : fragmentele mai mari, ovale, aplatisate sînt dispuse conform șistozității cimentului, pe cînd cele mai mici (sub 2 cm) stau oblic sau transversal.

Cimentul, format pe seama materialului detritic fin granular provenit din remanierea cristalinului preexistent, este în cea mai mare parte

[10] L. Vasilescu, *op. cit.*, p. 322.

Tabelul nr. 2

Clasele dimensionale, repartiția procentuală a elementelor și tipul litologic predominant

Clasa	Limitele diametrului cm	Procentul	Tipul de rocă predominant
I	>30	accidental	micașisturi cuarțoase
II	30—10	15	micașistruri cuarțoase
III	10— 2	55	micașisturi cuarțoase și paragnaise
IV	2—0,5	20	cuarț, cuarțite, paragnaise, amfibolite
V	<0,5	10	eterogene

recristalizat, avînd uneori aspectul unei mase fundamentale de clorit criptocristalin străbătută de numeroase fisuri umplute cu minerale secundare. Înglobează frecvent fragmente submilimetrice de minerale și roci mezometamorfice. Are o culoare cenușiu-argintiu-verzuie și șistozitate pronunțată; în jurul elementelor mai mari, este ondulat, mulîndu-le conturul. În zonele lipsite de galeți, cimentul are aspectul unor șisturi sericito-cloritoase fine, uneori filitice.

Din punct de vedere mineralogic, cimentul este alcătuit din:

45—60% granule de cuarț, în cea mai mare parte recristalizat;
15—25% sericit în paiete fine, asociate cu lamele de clorit;
10—20% clorit criptocristalin, mai rar lamele scurte, radiare;
5—12% feldspat plagioclaz, puternic alterat;
0—4% grafit pulverulent;
0—3% lamele de muscovit;
0—2% granați, fragmente și cristale rotunjite, sparte;
0—1% biotit aproape total cloritizat, lamele rupte și cantități variabile de epidot, zoizit, calcit, apatit, zircon și turmalină, însoțite de plaje și fisuri umplute cu hidroxizi de fier.

Din studiul conglomeratelor sericito-cloritice rezultă:

Gradul mijlociu de rulare a elementelor (ovalizate, aplatisate) și constituția lor petrografică eterogenă atestă un transport nu prea îndelungat de la locul de proveniență; abundența cimentului indică o sortare granoclastică redusă, pe lîngă materialul psefito-psamitic depunîndu-se o însemnată cantitate de material pelitic.

Cimentul prezintă același grad de transformare metamorfică ca și întreaga stivă a seriei epimetamorfice pe care o suportă aceste conglomerate, confirmînd unitatea lor de metamorfism atît în timp, cît și ca intensitate.

Natura sedimentară a acestor roci este indiscutabilă atît datorită evidentei rulări a elementelor, constituției petrografice eterogene a acestora și poziției transgresive pe un fundament mezometamorfic, cît și continuității stratigrafice cu seria de șisturi pe care o suportă.

C. CONGLOMERATE ETEROGENE BRECCIOASE

Sernifitele de acest tip au răspîndire mare în partea de S a sectorului Carpaților Orientali de care ne ocupăm, între paralela orașului Vatra-Dornei (la N) și bazinul valea Neagra Broștenilor, în zona Dîrmoxa

(la S). Cele mai reprezentative zone de afloriment se întîlnesc în versantul stîng al văii Neagra-Șarului și pe pîraiele Borcutului și Ursăriei la N de Șarul-Dornei (descrise de M. Savul (5)), ca și pe văile Rusului, Chirileni și Mihăileților, între Șarul-Dornei și Păltiniș. Pe cursul superior al pîrîului Bărnărel au fost identificate șisturi conglomeratice de tipul celor asociate sernifitelor breccioase, la limita complexului inferior al seriei epimetamorfice cu șisturile mezometamorfice.

Conglomeratele eterogene breccioase formează un nivel continuu la baza seriei epimetamorfice, cu dezvoltare inegală : grosimea nivelului scade de la N spre S, ajungînd de la cîteva zeci de metri (pîrîul Borcutului) la numai 2—3 m în pîrîul Bărnărel. Pe verticală este evidentă schimbarea regimului de sedimentare datorită subsidenței rapide a fundamentului : în pîrîul Borcutului nivelul conglomeratic are la bază un pronunțat caracter breccios, cu galeți care ajung pînă la 1 m, exclusiv din șisturile subiacente, peste care stau conglomerate tipice, cu elemente rulate, de natura pietrișurilor aluvionare. Acestea trec treptat spre partea superioară la șisturi conglomeratice fine, în care abundă elementele de cuarț puternic rulate. Pretutindeni unde au fost identificate, conglomeratele stau transgresiv peste șisturi mezometamorfice, pe care le remaniază, și se asociază pe verticală și lateral cu șisturi sernifitice fine și șisturi cuarțitice sericitoase cu sau fără biotit.

La partea inferioară, conglomeratele au caracter breccios, cu galeții colțuroși, dispuși haotic, avînd întrucîtva aspectul brecciei conglomeratice bazale a eocenului din cursul superior al Bistriței Aurii. Peste acestea se dezvoltă conglomeratul propriu-zis, format din elemente nesortate de șisturi mezometamorfice, variate în ceea ce privește natura petrografică, între care se dispune un ciment clastic șistos, pe alocuri microconglomeratic. Prezintă o ușoară orientare conformă cu cea a stivei de șisturi pe care o suportă, orientare diferită de a substratului. Conglomeratele eterogene sînt alcătuite de obicei din peste 90% elemente, restul fiind ciment cuarțitic-micaceu.

Elementele cu dimensiuni mari (decimetrice) sînt slab rulate : cele de șisturi, puternic aplatisate, conform șistozității proprii, au bordurile rotunjite, iar cele de cuarț alb sau cuarțite albe și fumurii sînt în general echidimensionale, cu colțurile ușor ovalizate. Între orientarea generală a conglomeratului (imprimată de șistozitatea cimentului) și cea a elementelor se observă o corelație dimensională directă : fragmentele mari de șisturi, aplatisate conform șistozității proprii, sînt dispuse concordant cu orientarea cimentului datorită procesului mecanic de sedimentare[11], pe cînd elementele mici (2—3 cm și subcentimetrice) de micașisturi, cuarțite și amfibolite compacte, echidimensionale de obicei, au șistozitatea proprie transversală sau oblică față de orientarea de ansamblu a conglomeratului.

Proporția în care diferitele tipuri de roci participă la alcătuirea volumului total de elemente este următoarea :

50—60% micașisturi cuarțoase muscovitice ± biotit ± granați ;
20—25% paragnaise muscovitice cuarțoase ± granați ;
5—15% cuarț alb filonian, uneori fumuriu ;
5—15% cuarțite albe muscovitice ± granați și cuarțite cenușii ;

[11] Șistozitatea conglomeratelor este de stratificație (*n. a.*).

1—4% amfibolite, rareori cu granaţi;
1—3% micaşisturi foioase granatifere (granaţi cu diametrul mai mare de 0,5 cm).

După dimensiunea maximă, elementele apar în proporţia volumetrică medie (după cinci clase dimensionale) (tabelul nr. 3).

Tabelul nr. 3

Clasele dimensionale, repartiţia procentuală a elementelor şi tipul litologic predominant

Clasa	Limitele diametrului cm	Procentul	Tipul de rocă predominant
I	>30	10	micaşistrui cuarţoase ± granat
II	30—10	35	micaşisturi cuarţoase şi paragnaise
III	10— 2	35	cuarţ filonian şi cuarţite
IV	2—0,5	15	micaşisturi, amfibolite, cuarţite
V	< 0,5	5	micaşisturi foioase, amfibolite

Cimentul umple, împreună cu elementele de dimensiuni reduse, interstiţiile dintre galeţii mai mari, care vin în atingere directă. Este puternic şistozat, satinat, de culoare cenuşiu-argintie şi înglobează numeroase cristale şi fragmente de minerale remaniate, provenite prin dezagregarea mecanică completă a şisturilor mai puţin rezistente. Este în mare parte recristalizat, în zonele de aglomerare avînd aspect de şist cuarţitic-sericitos, fiind alcătuit din:

35—50% cuarţ granoblastic;
10—15% feldspaţi plagioclazi în granule submilimetrice;
1—4% granaţi, cristale rulate, puternic cloritizate;
0—2% biotit în lamele zdrobite, alterate;
0—1% apatit, zircon, turmalină,

la care se adaugă zoizit, calcit şi plaje de hidroxizi de fier.

Din analiza compoziţiei petrografice, a structurii şi poziţiei acestor conglomerate, se desprind următoarele:

Dimensiunile mari ale elementelor (nu prea rar se întîlnesc galeţi cu diametrul de peste 50 cm), preponderenţa netă a rocilor relativ uşor dezagregabile între elemente, gradul lor redus de rulare, ca şi cantitatea mică de ciment microgranular, sînt indicii pentru formarea acestor conglomerate în imediata vecinătate a locului de proveniență a materialului detritic, fără a suferi un transport îndelungat.

Conglomeratele breccioase trec lateral şi pe verticală la microconglomerate cuarţoase, şisturi conglomeratice şi treptat la şisturi sericito-cuarţitice grosiere, care remaniază granaţi, biotit şi turmalină, fiind evidentă clasarea materialului detritic ca urmare a schimbării regimului de sedimentare, schimbare cauzată de subsidenţa rapidă a fundamentului.

SEMNIFICAŢIA GEOLOGICĂ-STRUCTURALĂ A NIVELULUI CONGLOMERATELOR METAMORFOZATE

Din descrierea principalelor tipuri de conglomerate metamorfozate se desprind elemente care servesc la interpretarea formării şisturilor cris-

taline din Carpații Orientali cel puțin în două cicluri metamorfice[12] succesive. Pentru a preciza evoluția structurală a regiunii și apartenența seriilor de șisturi cristaline cunoscute la unul dintre ciclurile menționate, vom analiza întîi caracterul regional al nivelului conglomeratic.

A. CARACTERUL REGIONAL AL NIVELULUI CONGLOMERATIC

Valoarea stratigrafică a nivelului conglomeratelor metamorfozate, servind la interpretarea evoluției structurale a regiunii, reiese din examinarea constituției petrografice, a relațiilor de poziție și a caracterului transformărilor metamorfice.

1. Constituția petrografică a conglomeratelor argumentează formarea lor pe seama aceluiași masiv de șisturi cristaline preexistente.

Toate sernifitele remaniază șisturi mezometamorfice. Din descrierea conglomeratelor reiese că elementele sînt constituite, pe lîngă cuarț, din micașisturi cuarțoase, micașisturi cu granați, paragnaise micacee, cuarțite biotitice și amfibolite, iar cimentul, provenit din dezagregarea acelorași șisturi mezometamorfice, înglobează minerale și fragmente de minerale evident rulate, aparținînd domeniului subiacent (granați, turmalină, biotit etc.).

Fragmentele de roci și minerale remaniate în aceste conglomerate aparțin seriei mezometamorfice care le suportă. În acest sens, analiza petrografică a elementelor din conglomerate confirmă proveniența lor din tipurile de șisturi mezometamorfice subiacente, aparținînd seriei de Bretila. Asupra acestei apartenențe insistă R. Ștefan și colaboratori[13]: „În concluzie, sernifitele sînt conglomerate formate din elemente provenite din remanierea cristalinului mezozonal peste care repauzează...", ca și R. Dimitrescu (1962).

Conglomeratele metamorfozate nu conțin fragmente de șisturi epimetamorfice și nici elemente exotice. În nici unul din tipurile de sernifite descrise nu au fost întîlnite fragmente de șisturi cu un alt grad de metamorfism decît cel al seriei de Bretila, peste care se dispun, și nici elemente exotice care să nu fie paralelizabile cu șisturile mezometamorfice ale fundamentului local. Observațiile noastre concordă cu ale tuturor cercetătorilor regiunii, care sînt de acord că remanierile se fac numai pe seama cristalinului mezometamorfic din regiune.

2. Poziția stratigrafică a conglomeratelor metamorfozate are o importanță deosebită pentru delimitarea șisturilor cristaline formate în al doilea ciclu metamorfic de cele preexistente.

Sernifitele formează un nivel-reper, situat la limita dintre seriile metamorfice formate succesiv. Se constată că, pretutindeni unde apar, conglomeratele stau direct și nemijlocit pe șisturi mezometamorfice de tipul

---

[12] Prin „ciclu metamorfic" înțelegem totalitatea fenomenelor geologice regionale, care au ca rezultat final constituirea unei serii independente și unitare de șisturi cristaline. În acest sens, ciclul metamorfic cuprinde: exondare — eroziune — transport — sedimentare — diageneză — metamorfism, incluzînd și manifestările structural-tectonice și magmatice aferente (*n. a.*).

[13] R. Ștefan și colab., *op. cit.*, p. 322.

celor pe care le remaniază ; această poziție este subliniată în mod deosebit și de cercetătorii anteriori : R. Ș t e f a n și colaboratori[14] remarcă : „Sernifitele și șisturile sernifitice repauzează direct peste mezozonă pretutindeni unde apar". Același lucru îl constată C. I o n e s c u (4) și I. R ă d u l e s c u și colaboratori[15], care folosesc poziția conglomeratelor la limitarea șisturilor de Bretila (mezometamorfice diaftorizate) de seria epimetamorfică acoperitoare.

Conglomeratele se îndințează lateral și pe verticală cu șisturi de proveniență net detritică, care remaniază minerale mezometamorfice (șisturi sernifitice, șisturi grezoase negre cu muscovit, șisturi sericito-cuarțoase blastodetritice) și suportă concordant, în continuitate de sedimentare, șisturile din complexul inferior al seriei epimetamorfice. Acest fapt este deosebit de elocvent, demonstrînd apartenența conglomeratelor la stiva de sedimente din care au provenit șisturile seriei epimetamorfice. În regiunea Ciocănești — Rusaia (C. I o n e s c u (4) și I. R ă d u l e s c u și colaboratori[16]), conglomeratele metamorfozate au fost separate ca un nivel bazal al stivei epimetamorfice, alcătuind un complex petrografic distinct.

3. Analiza naturii și intensității transformărilor metamorfice suferite de conglomerate, de fundamentul peste care repauzează și de șisturile pe care le suportă ne furnizează date interesante în ceea ce privește delimitarea stratigrafică și aprecierea efectelor celor două cicluri metamorfice menționate.

Conglomeratele au suferit transformări metamorfice de tip regional, de aceeași intensitate ca și stiva de roci pe care o suportă. Nu poate fi luată în considerare ipoteza, emisă de R. Ș t e f a n și colaboratori[17], după care conglomeratele au fost metamorfozate dinamic, de-a lungul unor fracturi longitudinale de mare amploare. C. I o n e s c u (4), I. R ă d u l e s c u și colaboratori[18] și R. D i m i t r e s c u (2) au stabilit în diferite zone, ca și M. S a v u l (5) la Șarul-Dornei, că nivelul conglomeratic este situat la baza stivei de șisturi epimetamorfice, conglomeratele fiind transformate în sernifite concomitent și sub acțiunea acelorași factori ca și șisturile pe care le suportă. Faptul că cimentul conglomeratelor este transformat în șist cristalin similar celor cu care aceste roci se îndințează reiese clar din descrierea făcută. Deasupra nivelului conglomeratic, atît în formațiunile detritogene la care acestea trec treptat prin granoclasarea progresivă a materialului, cît și în întreaga stivă a seriei epimetamorfice suprapusă, nu se întîlnesc în nici un punct roci susceptibile de a fi suferit transformări metamorfice cu o intensitate diferită de cea a nivelului bazal ; întreaga serie prezintă o remarcabilă unitate de metamorfism.

Fundamentul pe care repauzează conglomeratele este alcătuit din șisturi mezometamorfice, diaftorizate regional. În toate zonele de apariție conglomeratele se dispun transgresiv, direct peste o structură veche de șisturi mezometamorfice afectată de transformări retromorfe. Extinderea acestui fenomen este limitată în adîncime ; în zonele profund erodate ale fundamentului mezometamorfic (Rusaia, Iacobeni, Bărnărel) se constată o scădere

[14] R. Ș t e f a n și colab., *op. cit.*, p. 322.
[15] *Ibidem.*
[16] *Ibidem*
[17] *Ibidem.*
[18] *Ibidem.*

progresivă a transformărilor diaftoritice cu cît ne îndepărtăm de suprafața morfologică a vechiului relief. La nivelul superior (morfologic) al blocului mezometamorfic, imediat sub stiva seriei epimetamorfice, retromorfismul este atît de avansat, încît, în lipsa nivelului conglomeratic, este foarte dificilă stabilirea limitei dintre cele două serii fără un atent și minuțios studiu microscopic al șisturilor.

Existența unei largi zone diaftoritice, care include roci mezometamorfice de natură petrografică variată, dezvoltată în șisturile ce suportă conglomerate metamorfozate, a fost unanim recunoscută de cercetătorii recenți, dar interpretată diferit. R. Ștefan și colaboratori [19], S. Cosma și S. Peltz (1) consideră retromorfismul șisturilor mezometamorfice ca fiind de natură dinamică, iar H. Savu [20] ca efect al unei faze de cutare și de metamorfism slab, ulterioară principalului moment al metamorfismului regional. Cercetările din 1959 și 1960 în zona Cîrlibaba ne-au condus la ideea că dezvoltarea zonei diaftoritice are loc în timpul celui de-al doilea ciclu metamorfic, concomitent cu formarea șisturilor seriei epimetamorfice, inclusiv sernifitele de la baza lor.

B. EVOLUȚIA STRUCTURALĂ A REGIUNII. FORMAREA MASIVULUI DE ȘISTURI CRISTALINE ÎN DOUĂ CICLURI METAMORFICE

Ipotezele structurale asupra regiunii în care apar formațiunile sernifitice descrise au admis pînă de curînd că masivul de șisturi cristaline a luat naștere într-un proces de metamorfism regional unic, într-o singură fază tectonică. R. Ștefan și colaboratori [21] menționează existența a două faze de metamorfism, a doua fiind de natură dinamică și exercitîndu-se asupra cristalinului anterior format.

În acest sens, autorii interpretează discordanța netă dintre seria epimetamorfică și cea mezometamorfică subiacentă ca fiind de natură tectonică, iar conglomeratele le consideră metamorfozate în procesul de metamorfism dinamic. Aceeași ipoteză este reluată de S. Cosma și S. Peltz (1). Autorii menționați consideră a doua fază de metamorfism (de natură dinamică și metasomatică) ca exercitîndu-se asupra șisturilor cristaline deja formate, fără a provoca transformarea în șisturi cristaline a unei noi stive de roci sedimentare. H. Savu [22] admite succesiunea a două faze de metamorfism în formarea șisturilor cristaline, în sensul întreruperii și reluării proceselor metamorfice cu intensitate mai slabă, într-un geosinclinal cu funcționare continuă. Această ipoteză nu rezistă la confruntarea cu datele geologice regionale și în primul rînd cu însăși existența conglomeratelor metamorfozate de la baza seriei epimetamorfice, care, fără nici un fel de dubiu, impun admiterea formării lor pe seama erodării unui masiv de șisturi cristaline deja constituit ca atare.

---

[19] R. Ștefan și colab., *op. cit.*, p. 322.

[20] H. Savu, *Raport geologic asupra regiunii Roșu — Șarul-Dornei*, Arh. Com. geol., 1955.

[21] R. Ștefan și colab., *op. cit.*, p. 322.

[22] H. Savu, *op. cit.*, p. 331.

Examinarea caracterului regional al nivelului conglomeratelor metamorfozate, precum și a relațiilor de discordanță și transgresiune dintre cele două serii de șisturi cristaline din zona Munților Bistriței, impune interpretarea formării masivelor de șisturi cristaline din aria Carpaților Orientali succesiv, prin suprapunerea a cel puțin două cicluri metamorfice (în sensul admis de noi în prezenta lucrare).

Ciclul I metamorfic se încheie cu transformarea în șisturi cristaline a unei stive de roci sedimentare cu interstratificații efuzive bazice; concomitent iau naștere principalele structuri plicative, schițîndu-se nucleele megastructurilor regionale care se vor definitiva ulterior. Metamorfismul ciclului I a avut intensitatea ridicată, șisturile cristaline formate aparținînd în totalitate seriei mezometamorfice. Componența petrografică a conglomeratelor metamorfozate (remaniază exclusiv roci mezometamorfice) și poziția lor (pretutindeni stînd direct și nemijlocit pe șisturi de natura celor remaniate) sugerează ideea că fundamentul pe care a avut loc sedimentarea acestei formațiuni era alcătuit numai din șisturi mezometamorfice. Nu excludem posibilitatea ca în ciclul I metamorfic, în care a luat naștere unitatea cristalină ce furnizează elementele din conglomerate și le suportă direct, să se fi format și șisturi epimetamorfice, dar pînă în prezent nu există argumente în acest sens. În orice caz, chiar dacă aceste șisturi ar fi existat, este evident că în timpul sedimentării conglomeratelor șisturile epimetamorfice, eventual formate în ciclul I metamorfic, erau total înlăturate prin eroziune; astfel de roci nu se întîlnesc în nici un punct sub nivelul conglomeratic și nici remaniate în acesta. Chiar și în sectoarele unde conglomeratele lipsesc, seria epimetamorfică transgresivă se dispune direct, tot pe șisturile seriei mezometamorfice formate în ciclul I; lipsa unor șisturi slab metamorfozate sub seria transgresivă este evidentă.

În regiunea la care ne referim, aparțin ciclului I metamorfic toate masivele de șisturi mezometamorfice care se dezvoltă începînd din zona Rusaia — Bretila spre SE, prin pîrîul Omului, Iacobeni, Vatra-Dornei, pînă în zona Păltiniș — Barnar.

Asupra vîrstei metamorfismului acestei serii se pot trage unele concluzii pe baza studiilor microfloristice executate de V. Iliescu și M. Dessila-Codarcea (3) în roci mezometamorfice din bazinul Bistriței. Determinările de spori în probe recoltate din calcarele de la Dealul Vînăt și pîrîul Păltinișului indică apartenența acestora la precambrian. Întrucît și în seria epimetamorfică superioară (formată în ciclul al II-lea metamorfic) autorii menționați determină tot resturi floristice precambriene (rifeene), trebuie să admitem că formarea șisturilor cristaline din primul ciclu metamorfic a avut loc în decursul precambrianului, în nici un caz la finele acestuia sau mai tîrziu.

Al II-lea ciclu metamorfic începe prin instalarea unei noi arii de sedimentare pe soclul cratonizat format din șisturile mezometamorfice aparținînd ciclului I. Sedimentarea începe cu faciesul conglomeratelor descrise, după încheierea evoluției geosinclinalului primordial (ciclul I), și continuă, cel puțin în prima parte, cu roci predominant detritogene. Materialul detritic este furnizat tot de fundamentul cratonizat peste care repauzează, prin distrugerea reliefului de șisturi mezometamorfice. Particularitățile acestui relief, precum și viteza variabilă de subsidență a

noului geosinclinal instalat tot pe amplasamentul vechi, au condus, în faza inițială de sedimentare, la diferențieri faciale ale depozitelor nou formate, diferențieri care se reflectă în constituția și structura conglomeratelor metamorfozate prezentate. Aceste diferențieri nu impietează asupra valorii stratigrafice a orizontului sernifitic, care delimitează cu strictețe începerea celui de-al II-lea ciclu metamorfic. Sedimentarea stivei de roci care va da naștere seriei epimetamorfice o considerăm deocamdată continuă, neavînd în prezent date certe care să confirme existența lacunelor sau a eventualei lor formări în mai multe cicluri metamorfice suprapuse. Al II-lea ciclu metamorfic se încheie o dată cu transformarea stivei de roci sedimentare, cu intercalații vulcanogene acide și organogene depuse pe cartogenul mezometamorfic, în șisturi epimetamorfice. Această transformare se face sub influența unui metamorfism regional de intensitate scăzută, care provoacă și în șisturile mezometamorfice ale fundamentului schimbări structurale de natură diaftoritică.

În ceea ce privește vîrsta metamorfismului din ciclul al II-lea, aceasta nu poate fi stabilită cu precizie. Determinările microfloristice întreprinse de V. Iliescu și M. Dessila-Codarcea (3) pe probe de filite grafitoase și calcare cenușii cu aspect rubanat, provenind din complexul inferior și cel mediu al seriei epimetamorfice, indică pentru acestea tot vîrsta precambriană : prezența unor forme exclusiv rifeene (*Trachyoligotriletum multangulare* Tim.) confirmă această vîrstă pentru sedimentele inițiale. Întrucît transformarea în șisturi cristaline are loc ulterior, datele regionale nu permit deocamdată decît încadrarea acesteia între rifean și paleozoic.

Tot în decursul ciclului al II-lea metamorfic iau naștere și se definitivează principalele megastructuri ale masivului de șisturi cristaline. Structurile din seria epimetamorfică (ciclul II) și cele mezometamorfice (ciclul I) coincid în linii mari, ca o consecință firească a influenței fundamentului cratonizat asupra nașterii structurilor mai noi. Ținînd seama de faptul că direcțiile de exercitare a principalelor forțe tangențiale, sub influența cărora iau naștere structurile plicative majore, au rămas aceleași în tot decursul evoluției geologice a zonei carpatice, este normal ca în al II-lea ciclu metamorfic să se formeze structuri în sensul și pe amplasamentul nucleilor structurali primordiali. Aceasta nu este numai o suprapunere spațială întîmplătoare, ci reprezintă legătura genetică-structurală dintre fundament și seria acoperitoare.

THE METAMORPHOSED CONGLOMERATES AT THE BASEMENT OF THE EPIMETAMORPHIC SERIES IN THE EASTERN CARPATHIANS. POSITION AND GEOLOGICAL IMPORTANCE

ABSTRACT

The aim of this work is to emphasize the geological structural importance of the serniphitic formations at the basement of the epimetamorphic series in the Eastern Carpathians; the logical interpretation of the

findings of the author leads to a new opinion concerning the Carpathian Zone metamorphism.

The schist pile of the epimetamorphic series overlays transgressively an eroded structure of mesometamorphic schists through a serniphitic horizon. This horizon borders unconformably the cores of the mesometamorphic basement in the big western anticline curve of the crystalline zone, beginning in the Rusaia — Bretila area toward south, trough Iacobeni, Vatra-Dornei and Şarul Dornei up to the Neagra Broştenilor valley basin. Three types of metamorphosed conglomerates are described : some are quartzy conglomerates with graphite-cement, others sericite-chlorite ones and the last of them heterogenous breccia-conglomerates. The area in which they appear, the stratigraphical position and the petrographical neighbourhood, the degree of rolling and the size-classes of the compounds, the mineralogical and petrographical composition, as well as the volumetric proportion between the cement and the conglomerate compounds are given for each type of serniphite.

The petrographic, stratigraphic and metamorphical data studied with the purpose of making evident the structural importance of the serniphitic level led to the idea of its regional unity. The petrographic research shows that the conglomerates have been formed by the destruction of the preexisting crystalline schist relief, and that they may be considered as guide-horizon because of their constant stratigraphic position at the bassement of the epimetamorphic schist pile. The study of the character of the metamorphism which affected the conglomerates, of their substratum and the pile which they support, clearly shows that the serniphites belong to the epimetamorphic series which was formed on a cratonal basement of mesometamorphic schists during a second metamorphism cycle.

The first metamorphism cycle closed by transformation into crystalline schists, with a high degree of metamorphism, of a sedimentary rocks pile with basic effusive interstratifications, and by the outlining of the regional megastructures. The second cycle begins with the transgressive, sedimentation, on the craton of the earlier formed crystalline, of a initiaally mostly detritical pile (having the described conglomerates in the basement) which is continued by alternating pelitic, volcanic and organic rocks. This cycle ends by the transformation of the whole rocks' pile into epimetamorphic schists, including also the conglomerates of the basement, and by the fitting of the upper part of the mesometamorphic basement (by diaphtoresis) in the new mineralogical equilibrium conditions. The folded structures of the crystalline block finalized also during the second metamorphism cycle, in parallel with the outlining of the main rupture zones.

BIBLIOGRAFIE

1. Cosma S. şi Peltz S., *Cercetări geologice în regiunea Păltiniş — Drăgoiasa (munţii Bistriţei)*, Dări de seamă Com. geol., 1962, **XLVII**.

2. Dimitrescu R., *Notă asupra structurii cristalinului din regiunea Iacobeni*, Dări de seamă Com. geol., 1965, **LI**, *1*.

3. Iliescu V. și Dessila-Codarcea M., *Contribuțiuni la cunoașterea conținutului microfloristic al complexelor de șisturi cristaline din Carpații Orientali*, Dări de seamă Com. geol., 1965, **LI** (1963—1964), *2*.
4. Ionescu C., *Cercetări geologice și petrografice în regiunea Cîrlibaba — Ciocănești — Iacobeni*, Dări de seamă Com. geol., 1962, **XLVII**.
5. Savul M., *Studiu asupra șisturilor cristaline și a zăcămintelor de manganez din regiunea Șarul-Dornei — districtul Cîmpulung*, An. Inst. geol. Rom., 1927, **XII**.
6. — *Cercetări geologice în regiunea Cîrlibaba (Bucovina)*, Dări de seamă Com. geol., 1954, **XXXVIII**.

Întreprinderea geologică de prospecțiuni a Comitetului de Stat al Geologiei.

Primită în redacție la 14 martie 1966.

GENEZA ŞI EVOLUŢIA MASIVELOR DE GRANITOIDE DIN CARPAŢII MERIDIONALI

DE

L. PAVELESCU

55(05)

Masivele de roci granitoide din Carpaţii Meridionali iau parte, împreună cu formaţiuni geologice vechi paleozoice şi precambriene metamorfozate în diverse faciesuri mineralogice, la constituţia fundamentului cristalin al acestui impunător sistem muntos.

Formaţiunile metamorfice în care sînt cuprinse masivele de granitoide sînt constituite din variate tipuri de şisturi cristaline, filite, şisturi cloritice, cuarţite, gnaise psamitice, şisturi micacee, amfibolite şi gnaise amfibolice, serpentinite, metagabbrouri, metadiorite, metariolite etc., rezultate din metamorfozarea regională a unui complex de roci sedimentare şi vulcanogene cu numeroase corpuri de roci ultrabazice, bazice şi acide.

În evoluţia lor geodinamică, formaţiunile de şisturi cristaline au suferit o serie de procese de diaftoreză şi de metasomatoză regională, care au şters în parte, uneori chiar cu totul, caracterele lor metamorfice anterioare, luînd naştere, pe de o parte, tipuri de şisturi caracteristice faciesului amfibolitic, faciesului epidot-albit-amfibolitic sau chiar şisturilor verzi, iar pe de altă parte roci cu caractere convergente, cu clasare incertă.

Atît depozitele sedimentare şi vulcanogene, cît şi intruziunile de roci eruptive s-au format şi au evoluat în geosinclinalele antecambriene. Cele mai vechi depozite cunoscute pînă acum, care stau direct peste masivele de roci granitoide din autohtonul danubian, sînt depozitele paleozoicului inferior ale seriei de Tulişa.

Masive de roci granitoide se întîlnesc atît printre şisturile cristaline ale domeniului getic, cît şi printre cele ale domeniului danubian. Între şisturile cristaline ale domeniului getic sînt localizate următoarele corpuri de granitoide : Masivul de Sicheviţa, masivele din Munţii Semenicului, cele din partea de sud-est a Munţilor Poiana Ruscăi, masivele din zona mediană a Munţilor Sebeşului şi din partea de est a Munţilor Făgăraşului.

St. şi cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie t. 12 nr. 2 p. 337–350 Bucureşti 1967

În cadrul şisturilor cristaline ale domeniului danubian menţionăm masivele granitoide din Munţii Almăjului (Sfîrdinu, Cherbelezu şi Ogradina), din Munţii Petreanului şi Retezatului (Muntele Mic, Vîrful Pietrii, Petreanu, Retezat şi Buta), din Munţii Cernei şi Vulcan (masivele de pe valea Cernei, Vîrful-lui-Stan, Şuşiţa şi Tismana) şi din Munţii Parîngului (Masivele Nedeiu — Novaci — Bumbeşti, Molidvişul — Gilort, Mîndra — Repedea).

În cele mai multe cazuri, masivele de roci granitoide apar ca nişte corpuri de formă eliptică, alungite uneori pe zeci de kilometri, intercalate concordant între şisturile cristaline înconjurătoare.

Excepţie de la această formă face Masivul de la Vîrful Pietrii din Munţii Petreanului, care se prezintă ca un corp cu contur mai mult sau mai puţin circular, avînd raporturi discordante faţă de rocile înconjurătoare.

În majoritatea lor, masivele de roci granitoide, sînt însoţite de o suită filoniană foarte variată, care merge de la aplite, pegmatite şi filoane de cuarţ pînă la diverse tipuri la lamprofire, care brăzdează masivele de granitoide şi învelişul lor cristalin. Şisturile cristaline care înconjură masivele de granitoide sînt adesea influenţate la contact, luînd naştere diferite tipuri de corneene şi aureole de migmatizare şi de feldspatizare.

În constituţia acestor masive intră preponderent granodiorite, pe lîngă care se mai întîlnesc faciesuri de tonalite, diorite cuarţifere, adamellite şi granite, cu treceri gradate între ele (fig. 1).

Unele roci au o textură masivă, la altele se observă orientări în direcţia de alungire a masivelor. De asemenea, la unele masive sau corpuri se întîlnesc structuri fanerocristaline, la altele structuri microgranulare, porfiroide sau pegmatitice.

După poziţia lor actuală şi după nivelul scos la zi de procesele geotectonice sau de eroziune, unele din aceste masive, care s-au desprins de învelişul lor normal, apar ca nişte diapiri revărsaţi în parte bilateral, cum este Masivul Retezat şi Cherbelezu ; altele, în schimb, prezintă doar nivelul migmatic din acoperişul lor, cum este în parte Masivul Ogradina.

*

Datorită acestor caractere variate, stucturale şi petrografice, discuţiile cu privire la problema originii acestor masive de roci granitoide au dus de multe ori la concluzii controversate. În literatura geologică universală, disputa în legătură cu originea rocilor granitice dăinuieşte încă de la finele secolului al XVIII-lea, în urma luptei dintre plutonişti, reprezentaţi prin şcoala lui H u t t o n, şi neptunişti, reprezentaţi prin şcoala germană a lui W e r n e r. Ideea care se desprinde din ipotezele lui H u t t o n constă în aceea că toate rocile eruptive, şi îndeosebi granitele, provin direct din cristalizarea în profunzime a unui amestec topit de silicaţi, magma. Toate particularităţile structurale şi texturale ale acestor roci se datoresc factorilor termodinamici care au acţionat asupra magmei în timpul consolidării ei.

Dintre rocile eruptive intruzive, rocile granitoide, după cum se ştie, au aria cea mai mare de dezvoltare pe suprafaţa pămîntului, atît în zonele cutate precambriene, cît şi în cele paleozoice din Asia, Africa, America şi Europa. Această răspîndire largă a rocilor granitoide este confirmată şi prin cercetări geofizice referitoare la viteza de propagare a undelor seismice, pe baza cărora s-a stabilit existenţa unei pături granitice la circa 10—15 km sub pătura sedimentară.

La Congresul internațional de geologie de la Stockholm, J. J. S e d e r h o l m (46), (47), vorbind despre geneza migmatitelor și a granitelor anatectice, repune în discuție originea rocilor granitice.

În urma studiilor sale asupra complexelor gnaisice și granitice din regiunile nordice, S e d e r h o l m ajunge la concepția impregnării în masă

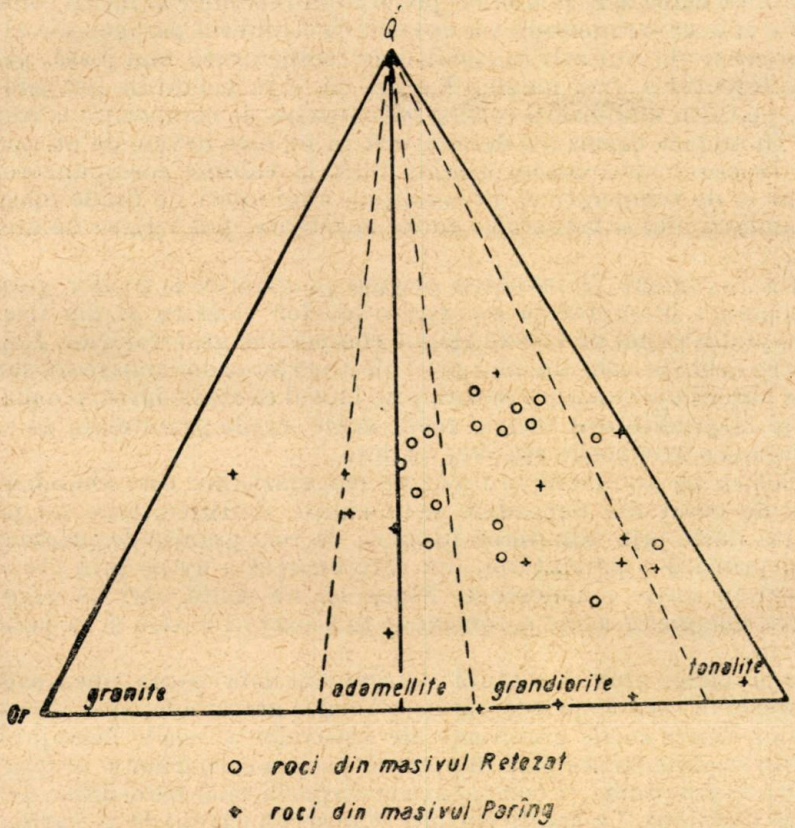


Fig. 1. — Diagrama raportului Or — Pl — Q.

a vechilor formațiuni sedimentare cu un fluid magmatic de compoziție granitică, generat în părțile adînci ale scoarței, numit de el „ichor". După E. W e g m a n n (52), în geneza rocilor migmatice și granitoide un rol important joacă soluțiile provenite din mobilizarea diferențială a elementelor leucocrate ale rocilor din zonele adînci orogenice și difuzarea lor ca soluții de pori ca filmele intergranulare în rocile sedimentare, pe care le transformă treptat în roci asemănătoare granitelor.

În felul acesta s-a format o școală nouă, diametral opusă celei clasice. Această ipoteză a pătruns foarte greu în rîndurile petrografilor, mai ales că în anul 1928 N. L. B o w e n (5), cu autoritatea sa și pe baza criteriilor moderne ale fizicii și ale chimiei, a emis teoria diferențierii prin cristalizare și a căutat să explice formarea tuturor rocilor pe seama diferențierii unei magme bazice primordiale.

În paralel cu aceste cercetări şi cu discuţiile care aveau loc în diverse cercuri geologice, se desfăşura şi o muncă foarte susţinută în domeniul metalurgiei şi al materialelor refractare. În cadrul acestor din urmă cercetări, se studiau anumite procese care nu puteau fi explicate numai pe datele solidificării unui amestec topit. În felul acesta a luat naştere o nouă orientare de cercetare, şi anume spre studiul reacţiilor în medii solide.

Pe cale experimentală s-a dovedit că echilibrul paragenetic al granitelor poate fi obţinut atît în condiţii de temperatură mai joasă, prin procesul diferenţierii unei magme bazice, cît şi în condiţiile temperaturilor înalte, pe calea mobilizării rocilor sedimentare de compoziţie corespunzătoare. În ambele cazuri s-a demonstrat că nu este nevoie de un aport din afară. În cazul unui sistem deschis însă, la valorile corespunzătoare de presiune şi de temperatură, în condiţiile unui aport de fluide magmatice şi ale amestecului substanţelor corespunzătoare, pot apărea de asemenea granite.

Un argument în favoarea originii magmatice a rocilor granitoide este existenţa la suprafaţa scoarţei a lavelor riolitice şi dacitice, care corespund din punct de vedere chimic compoziţiei granitoidelor. Existenţa magmelor acide în adîncimi mai mari ale scoarţei se demonstrează statistic, contrar părerii opuse a unor autori, prin faptul că rocile intruzive plutonice cele mai răspîndite sînt tocmai rocile acide, rocile granitoide, pe cînd la suprafaţa scoarţei rocile efuzive, bazice.

Tot ca un argument în favoarea magmatiştilor este abundenţa granulelor de cuarţ din depozitele sedimentare detritice, care nu poate fi explicată decît prin admiterea formării de roci granitoide magmatice în scoarţa primară a pămîntului, din care cuarţul a ajuns prin eroziune şi transport în rocile sedimentare. Nimic nu ne poate opri să credem că formarea magmelor acide a continuat în scoarţa terestră şi în perioadele mai tîrzii.

O problemă mult dezbătută ca argument în favoarea uneia sau alteia din ipoteze, în ceea ce priveşte geneza rocilor granitoide, este aceea a raporturilor dintre rocile granitoide ale masivelor şi rocile înconjurătoare.

Din studiile făcute pînă în prezent asupra corpurilor şi asupra masivelor de roci granitoide, se constată că la corpurile mici se întîlnesc de obicei contacte tectonice. La aceste corpuri se observă că, pe de o parte, structurile interne ale rocilor granitoide nu coincid cu cele ale rocilor înconjurătoare, iar pe de altă parte compoziţia chimică şi mineralogică a acestora este cu totul diferită de cea a rocilor înconjurătoare. Astfel, masivele de roci granitoide din autohtonul danubian, cum sînt Masivul de Retezat, corpul granitoid de la Vîrful Pietrii din Munţii Petreanului, Masivul Mîndra—Repedea şi, în parte, Masivul de Şuşiţa, au o compoziţie chimică şi mineralogică cu totul deosebită de cea a rocilor înconjurătoare.

În ceea ce priveşte raporturile masivelor granitoide cu rocile înconjurătoare, ele sînt distincte în cazul Masivului de la Vîrful Pietrii, în parte al celui de Buta, de Şuşiţa, sau al celor de la Nedeiu—Novaci—Bumbeşti, Molidvişul—Gilort sau al celui de Tismana ; alteori sînt şterse, mai ales de unele tranziţii spre şisturile cristaline ale seriei de Lainici — Păiuş.

Pe versantul sudic atît al Masivelor Buta, Şuşiţa, cît şi al celor din Munţii Parîngului, la contactul dintre aceste masive şi şisturile cristaline ale seriei de Lainici—Păiuş, apare o zonă vizibilă de gnaise psamitice

și de șisturi cuarțitice puternic feldspatizate. Procesele metamorfismului de contact termic nu apar decît cu totul sporadic, datorită faptului că marea majoritate a masivelor granitoide din domeniul danubian s-au intrus printre șisturi cristaline, care s-au format, după cum am mai menționat, la temperaturi relativ mari, în condițiile faciesului amfibolitic.

Masivele de granitoide din domeniul getic, cum sînt cele din Munții Semenicului sau Sebeșului, fiind puternic denudate, prezintă actualmente doar orizonturile lor mai profunde. Cum la aceste adîncimi mai mari diferențele de temperatură dintre soluțiile magmatice și șisturile înconjurătoare au fost relativ mici, nu sînt semnalate contacte termice, în schimb, datorită proceselor metasomatice, destul de intense în aceste zone, s-a produs o egalizare metasomatică, prin tranziții, pe arii destul de întinse. Din cauza aceasta, limitele dintre aceste masive și rocile înconjurătoare sînt în cea mai mare parte șterse.

În ceea ce privește compoziția minerologică și structura rocilor granitoide, ele sînt considerate ca rezultat al unor serii de procese petrogenetice ce au avut loc în cursul evoluției consecutive a magmei, care în genere se desfășoară în două faze : cristalizarea magmatică propriu-zisă și cristalizarea postmagmatică.

În acest sens, trebuie să menționăm că, în ceea ce privește ordinea de cristalizare stabilită de R o s e n b u s c h și B o w e n, în masivele de roci magmatice, s -au adăugat cu timpul numeroase excepții. În regula lui R o s e n b u s c h, se constată o serie de anomalii datorite în cea mai mare parte transformărilor postmagmatice. În majoritatea masivelor de roci granitoide se întîlnesc aspecte caracteristice de înlocuire metasomatică, specifică proceselor pegmatitice și hidrotermale, cum sînt structurile grafice, concrețerile mirmekitice, albitizarea, cloritizarea etc.

O. H. E r d m a n n s d ö r f f e r (11), (12) arată că, în rocile granitice de origine magmatică, cristalele mai mari de feldspați potasici sînt formate dintr-un nucleu cu contur idiomorf și o zonă marginală, cu contur relativ alotriomorf. Pe baza acestor observații, F r a s l (1954) a tras concluzia că numai nucleul s-ar fi format în stadiul magmatic, iar zonele marginale în cursul proceselor autometasomatice. Prin cercetările care s-au executat în Masivul Tismana, s-au observat la limita dintre rocile granitoide ale acestui masiv și xenolitele lor sau la limita cu rocile înconjurătoare cristale mari de feldspați potasici în formă de „dinți de cal" (39). Aceste cristale sînt dispuse de obicei transversal față de limita masivului cu rocile înconjurătoare. Și aceste cristale s-au format probabil pe cale metasomatică după consolidarea masivului.

După V. M a r m o (1963), cantitatea mare de potasiu în granite denotă că acestea s-au format pe seama unor sedimente sub influența vaporilor fierbinți de apă și sub presiuni ridicate. Granitele cu mult microclin ar rezulta mai ales în urma unui proces metasomatic datorit unor soluții, iar cele cu ortoză și microclin pertitic ar rezulta prin cristalizare din soluții.

În cazul cînd corpurile de roci granitoide apar în legătură directă cu masive mai mari de gabbrouri sau norite, formarea lor prin procesele de diferențiere a unor soluții magmatice este destul de evidentă.

În cele mai multe cazuri însă, prin aceste procese iau naștere corpuri mici de roci granitoide. Masivele foarte mari de roci granitoide,

masive care întrec de mii de ori cele mai mari masive de gabbrouri, nu prezintă de regulă nici un fel de legătură cu acestea.

Față de această situație, s-a tras concluzia că majoritatea masivelor de roci granitoide, mai ales masivele mari, nu s-au format prin procesele de diferențiere magmatică a unor soluții juvenile, ci pe altă cale.

Studiile geofizice făcute asupra scoarței duc la concluzia că ea este formată dintr-o masă solidă cristalină și nicăieri nu se semnalează bazine magmatice, permanente. Din aceste considerente reiese că soluțiile magmatice, de orice compoziție ar fi ele, nu pot lua naștere decît printr-o lichefiere locală a maselor cristaline în condiții termodinamice corespunzătoare (creșterea temperaturii și scăderea bruscă a presiunii).

În literatura geologică se utilizează de multe ori termenul de magme litogene, adică magme secundare care s-ar fi format tocmai prin lichefierea locală a sialului în anumite condiții termodinamice favorabile. Magmele litogene pot lua naștere atît prin procesele de anatexie diferențială, prin lichefiere treptată, în sensul ipotezei lui P. E s k o l a (13), (14), (15), (16), cît și prin regenerarea maselor magmatice juvenile (fig. 2).

În 1958, O.F. T u t t l e (50) s-a preocupat de adîncimea de formare și de compoziția sistemului cuarț—albit—ortoză—apă și a ajuns

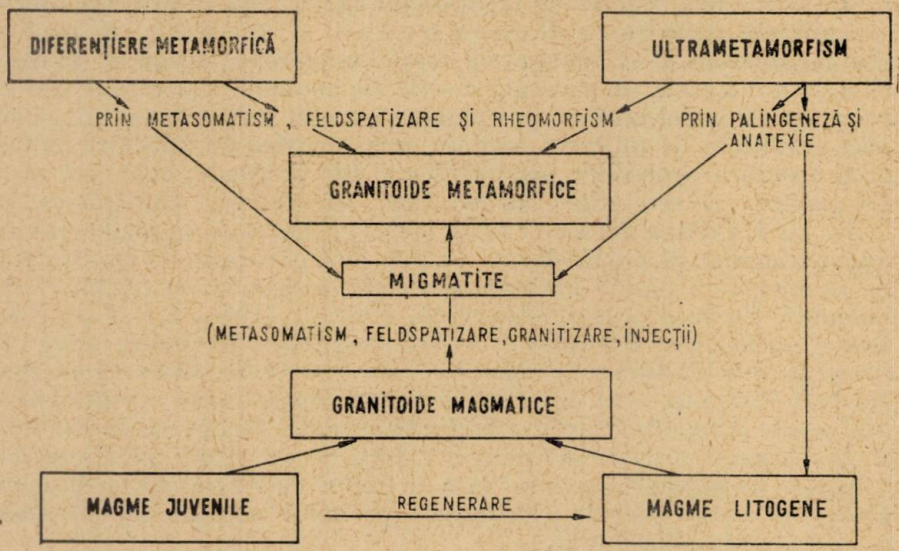


Fig. 2. — Clasificarea genetică a rocilor granitoide.

a concluzia că la o adîncime de 16—20 km pot apărea condiții de temperatură și de presiune corespunzătoare începutului de topire a sistemului. Pentru ca această topire să fie completă, este necesară o cantitate mai mare de apă, care să atingă limitele de saturație (circa 9%). În adîncimi mai mari, din cauza lipsei de apă, procesele de mobilizare și de topire sînt însă cu totul neînsemnate. De exemplu, la 2% apă și la temperatura de 640°C și 4 000 atm., numai 20% din masă trece în topitură granitică.

După experiențele lui H. G. F. W i n k l e r și H. von P l a t e n (53), gresiile polimictice, formate în cea mai mare parte din cuarț și feld-

spați alcalini, încep să se topească la 700°C (± 40°C) și la o presiune de H_2O de 2 000 atm.

Originea rocilor granitoide formate prin procesele de anatexie și paligeneză se poate demonstra și pe baza prezenței unor minerale care nu cristalizează direct dintr-o magmă juvenilă, adică a mineralelor care au rămas ca relicte din rocile supuse acestor procese.

E. K. Mehnert (26) a făcut o serie de cercetări și calcule în acest sens și a ajuns la concluzia că plagioclazii și cuarțul participă atît la compoziția leucosomei, cît și a melasomei, dar numai leucosomii trebuie să fie considerați ca mobilizați, iar melasomii ca relicte din rocile primare.

De multe ori, relictele mineralogice sau structurale pot să lipsească într-unul sau altul din masive datorită proceselor de substituire care au avut loc în evoluția magmei litogene.

În legătură cu masivele de granitoide din Carpații Meridionali, se întîlnește o gamă destul de variată de transformări autometasomatice postmagmatice.

Se întîlnesc destul de frecvent procese de albitizare a plagioclazilor și de eliberare a moleculei anortitice, care dă naștere la mineralele din seria epidot — zoizit. În cele mai multe secțiuni din aceste roci granitoide, se observă în cristalele de plagioclazi o zonă centrală mai anortitică, umplută cu microlite de clinozoizit, și o zonă marginală mai albitică, lipsită de aceste incluziuni.

De asemenea se întîlnesc destul de frecvent procese de pertitizare metasomatică a microclinului sau chiar înlocuirea lui cu un albit secundar cu structură de „schachbrettalbit". Potasiul eliberat din această transformare dă naștere la lamele de muscovit secundar. După aceasta, de multe ori urmează un aport de potasiu, care, dimpotrivă, dă naștere la microclinizarea plagioclazului și la biotitizarea hornblendei, fenomen constatat pe o scară largă atît în rocile granitoide, cît și în rocile din acoperiș (34).

Silicea care se eliberează în aceste procese, ca și cea de aport, corodează feldspații, pătrunde în ei și formează concreșteri cu caracter mirmekitic sau micropegmatitic. Prin aceste procese autometasomatice postmagmatice, granitoidul își schimbă compoziția mineralogică inițială, formată prin cristalizarea din stadiul magmatic. De multe ori, cum este cazul Masivului de Tismana, datorită creșterii metasomatice a feldspaților potasici, în special a microclinului, ceea ce arată că procesul are loc la o temperatură mai scăzută, iau naștere cristale mari (megablaste), care imprimă rocilor o structură porfiroidă.

Procesele acestea de autometasomatism postmagmatic de foarte multe ori transformă într-o măsură mai mică sau mai mare structurile și texturile magmatice primare și le apropie de cele metamorfice.

Legat de aceste granitoide magmatice, se întîlnesc cuiburi și filoane de pegmatite care s-au format în mod similar, adică tot datorită soluțiilor postmagmatice.

În aceste filoane, ca și în cuiburi, se observă de regulă o succesiune de cristalizare, în sensul că ultimele minerale vor înlocui metasomatic pe cele care au cristalizat mai de timpuriu.

O problemă mult dezbătută este aceea care privește geneza rocilor granitoide formate prin procesele metasomatice, adică formarea granitoidelor metamorfice.

Din datele experimentale de laborator care s-au obținut pînă acum, reiese că difuziunea în structura cristalină internă, chiar la scara timpului geologic, dă naștere de obicei, prin procesele de diferențiere metamorfică, la o repartiție locală a materialului, păstrînd în cea mai mare măsură particularitățile rocilor afectate de aceste procese.

În cazul difuziunii între spațiile intergranulare, tot ca un proces de diferențiere metamorfică, ea poate cuprinde în timpuri geologice suprafețe uneori destul de mari, mai ales cînd la aceste procese participă și soluțiile din pori sau substanțele volatile.

Compoziția chimică și mineralogică a rocilor afectate de aceste procese, denumite și de granitizare, se transformă treptat, apropiindu-se de compoziția granitoidelor.

Procesele de granitizare mai presupun și concentrarea elementelor granitofile și granitofobe, concentrare care nu se poate efectua decît la adîncimi bine determinate din scoarța terestră, adică la adîncimi unde s-ar putea să se formeze așa-numitul echilibru granitic.

Din studiile făcute îndeosebi de către P. Misch (28) în Masivul Nanga — Parbat și de către Haller (1956) în fiordurile din partea de NE a Groenlandei, reiese că zonele cele mai puternic afectate de procesele de granitizare sînt rocile tectonizate, de unde s-a tras concluzia că în genere aceste procese, fiind condiționate de cauze tectonice, ar avea în consecință un caracter sincinematic.

Din cercetările de detaliu pe care le-am făcut în diversele regiuni atît în șisturile cristaline din autohtonul danubian, cît și din cele din domeniul getic, reiese că, în principiu, procesele granitizării nu sînt altceva decît niște procese de diferențiere metamorfică, cu aport de substanță, din zonele de ultrametamorfism.

Această concluzie se desprinde, pe de o parte, din cercetările geologice de teren, care demonstrează în mod evident că procesele de granitizare sînt legate îndeosebi de zonele mobile de ultrametamorfism, iar pe de altă parte din calculul geochimic de bilanț al substanțelor ce iau parte la aceste procese.

După afirmațiile lui A. Holmes și D. L. Reynolds (22) și ale altora, rezultă că în aceste procese se pot separa două faze, și anume o fază de granitizare propriu-zisă și o fază de bazificare. În aceste procese, ionii aduși de frontul de granitizare eliberează pe calea schimbului dublu ionii frontului de bazificare, care înaintează în fața celui de granitizare. După acești autori, în urma acestui schimb în jurul cuiburilor și al lentilelor de pegmatite se formează zone îmbogățite în minerale melanocrate.

Din cercetările pe care le-am întreprins în diferite masive de granitoide, atît în cele din autohtonul danubian, cît și în cele din cristalinul getic, reiese că în procesele de granitizare comportarea diferitelor elemente este foarte variată, de exemplu potasiul poate să formeze uneori concentrări în acumulările biotitice, iar alteori, în limitele frontului acid, dă naștere la acumulări de feldspat potasic.

Un alt proces metamorfic care poate duce la formarea rocilor granitoide prin metasomatoză este feldspatizarea (fig. 2).

Procesele de feldspatizare au loc și în condiții statice, sînt de multe ori foarte active și duc la omogenizarea structurilor primordiale.

Prin aceste procese, rocile granitoide sînt în general neomogene din punctul de vedere al compoziției lor și conțin numeroase relicte structurale din rocile primare.

Pe baza raportului dintre potasiu și sodiu în metablastele de feldspați T. F. W. B a r t h (4) a dedus că temperatura acestor procese variază între 450 și 580°C.

Granitoidele metamorfice, întrucît au luat naștere *in situ*, păstrează în general caracterele structurale ale rocilor pe seama cărora s-au format, întîlnindu-se numeroase întrepătrunderi ale rocilor înconjurătoare în rocile masivului de granitoide. Contactele lor cu rocile înconjurătoare nu prezintă nici un semn de reacție termică; în schimb apar zone de tranziție, care au fie caracterul migmatitelor metasomatice, fie cel al gnaiselor metablastice, scos în evidență de porfiroblastele de feldspați, care de regulă sînt identici cu cei din masa granitoidelor. În aceste granitoide se întîlnesc de asemenea destul de des înlocuiri succesive și coroziuni reciproce în diversele minerale, procese similare cu cele postmagmatice.

În acest sens, corpurile de roci granitoide din Munții Sebeșului, din partea de E a Munților Poiana Ruscăi, ca și cele din Munții Semenicului, ilustrează în mod elocvent aceste raporturi. Uneori, în zonele mobile de ultramorfism rocile pot să fie mobilizate, fără însă a trece în stare lichidă, ele devenind doar mult mai plastice. Pentru acest tip de metamorfism, H. G. B a c k l u n d (2) a propus termenul de rheomorfism. Rocile granitoide formate prin aceste procese de ultramorfism fără participarea fazelor lichide, au, în general, un caracter migmatic, păstrîndu-și și ele urmele eterogenității rocilor primare.

De asemenea, datorită eforturilor mecanice la care au fost supuse, rocilor granitoide din zonele de ultrametamorfism le sînt caracteristice fragmentarea și deplasarea relictelor, a fenocristalelor etc., caractere similare cu cele întîlnite în rocile cataclastice. Toate aceste fragmentări, chiar și cele interne, ale cristalelor sînt cicatrizate de recristalizarea ulterioară. Aceste masive de granitoide se caracterizează prin aceea că ele pot prezenta, în raport cu intensitatea mișcărilor tectonice, contacte discordante sau concordante cu rocile înconjurătoare.

*

Din cele expuse mai sus, trebuie să recunoaștem că toate ipotezele emise pînă acum conțin un sîmbure de adevăr ; în consecință, reiese că există căi variate de formare a rocilor granitoide, în funcție de diverse condiții locale.

Din clasificarea genetică a granitoidelor (fig. 2) reiese destul de clar că între cele două tipuri principale de roci granitoide există o serie întreagă de corelații și convergențe.

În afară de convergențele dintre cele două tipuri de roci granitoide, există de asemenea o serie de tranziție între caracterele granitoidelor metamorfice și cele magmatice.

De exemplu, părțile centrale ale unui masiv granitoid de compoziție granitică, de origine magmatică, prezintă către flancurile sale sau către acoperiș o tranziție, prin granodiorite și tonalite, la diorite cuarțifere cu

amfiboli, cum se observă la Masivul de Şuşiţa pe flancul său nordic. Aceste tranziţii se datoresc doar proceselor de contaminare.

Masivul, în imediata apropiere a contactului, conţine numeroase fragmente de roci amfibolitice sub formă de xenolite.

Datorită proceselor de contaminare chimică şi mecanică a magmei granitice, au luat naştere faciesurile mai bazice. Pe măsură ce depărtarea de la contact este mai mare, contaminarea este mai slabă.

Din figura 2 însă se vede destul de clar că un complex metamorfic în anumite condiţii termodinamice, dacă este supus granitizării *in situ*, datorită proceselor de diferenţiere metamorfică şi acţiunii emanaţiilor magmatice, poate trece în migmatite metasomatice, iar printr-o omogenizare mai profundă a compoziţiei mineralogice şi a texturilor pot lua naştere granitoide metamorfice.

Dacă aceste complexe sînt prinse într-o activitate tectonică mai puternică, atunci ele suferă o oarecare mobilitate ; pe măsură ce geotermele cresc, printr-o anatexie diferenţială pot lua naştere magme litogene.

Printr-o comprimare tectonică mai puternică, aceste magme pot fi împinse în sus, dînd naştere prin consolidare la granitoide magmatice de tip litogen. Aceste corpuri, la rîndul lor, degajă o parte din constituenţii volatili care, împreună cu elementele cele mai mobile din magmă, mai ales potasiul şi sodiul, migrează în rocile înconjurătoare şi provoacă o acţiune metasomatică şi de granitizare. Din acest proces rezultă tipuri diverse de migmatite, care prin omogenizarea lor mineralogică şi texturală dau naştere la granitoide metamorfice.

De altfel, aceşti constituenţi nu sînt altceva decît „emanaţiile" şi „ichorul" a căror origine a fost atît de mult dezbătută.

Din cercetările de detaliu care s-au făcut în ultimul timp în Carpaţii Meridionali reiese că aspectele actuale ale masivelor granitoide se datoresc, după cum am mai menţionat, diferitelor procese chimice şi mecanice proprii lanţurilor muntoase cutate şi nivelelor de eroziune la care se găsesc (8).

În cadrul acestor masive, mai ales al celor mai mari (Şuşiţa, Retezat, Parîng), întîlnim o variaţie mineralogică foarte largă, care merge de la tipurile adamellitice pînă la diorite cuarţifiere. Trecerile de la un tip de rocă la altul sînt, în general, gradate, ceea ce de multe ori este imposibil de redat cartografic.

După cum am arătat mai sus, această variaţie se datoreşte atît proceselor de asimilaţie, cît şi fenomenelor de recristalizare şi metasomatoză postmagmatică. De multe ori variaţia aceasta se datoreşte şi caracterului zonei deschise de eroziuni.

Din punctul de vedere al structurii, în cadrul masivelor întîlnim texturi neorientate, laminate, milonizate etc. Unele din aceste caractere texturale au luat naştere în timpul răcirii magmelor, altele după consolidarea lor. Transformările mineralogice care se observă în aceste masive se întîlnesc în aceeaşi măsură în rocile cu textură neorientată, ca şi în cele cu textură gnaisică sau milonitică, de unde reiese că, cel puţin în parte, aceste transformări sînt anterioare proceselor de cataclază.

Granitele cu texturi gnaisice nu sînt, în genere, decît faciesuri periferice ale granitoidului central, formate sub influenţa acţiunilor mecanice la care au fost supuse aceste roci. Din studiile microscopice făcute (37) reiese că modificările pe care le-au suferit rocile masivului, sub influen-

ţa forţelor dinamice, sînt destul de complexe şi dau aspecte foarte variate, în funcţie de natura mineralogică a rocilor. Astfel, unele din transformările de natură mecanică constau în zdrobirea şi fărîmiţarea mineralelor, altele, dimpotrivă au dus la modificarea mineralelor secundare. Aceste două aspecte ale rocilor granitoide, care au suferit multe transformări mecanice şi chimice, au făcut pe unii cercetători (18), (19) să generalizeze originea lor metamorfică.

Rocile granitice, fiind mai bogate în cuarţ şi ortoză, într-un stadiu mai avansat de şistozitate prezintă o structură cataclastică-porfiroclastică, iar cele granodioritice, ca şi dioritele cuarţifere, datorită mineralelor secundare recristalizate şi dispuse în benzi paralele, sînt mult mai şistoase şi au caractere mai microblastice.

Din cercetările care s-au făcut s-a tras concluzia că masele magmetice din zonele orogene în curs de consolidare, dacă sînt solicitate de forţe mecanice conform legii volumelor, dau naştere la minerale cu un volum minim.

De aici reiese concluzia că cristalizarea acestor roci s-a produs sub un continuu dezechilibru datorită presiunilor, scăderii temperaturii şi îmbogăţirii magmei cu apă, factori care au determinat o permanentă adaptare a mineralelor la noile condiţii ce se creau în timpul consolidării bazinului magmatic respectiv. Multe din transformările care se întîlnesc în aceste roci granitoide se datoresc şi proceselor de autometamorfism aparţinînd diferitelor stadii de consolidare.

Datorită mobilităţii materialului magmatic şi fisurilor de tensiune născute în rocile metamorfice din jur, soluţiile magmatice s-au difuzat în ele fie sub formă de injecţie, dînd naştere la numeroase cute ptygmatice, fie prin fenomene metasomatice, provocînd procese de feldspatizare şi migmatizare.

Aspectul de ansamblu al masivelor din domeniul danubian lasă impresia că magmatismul a fost precedat şi însoţit de o intensă activitate de feldspatizare metasomatică a învelişului cristalin.

Activitatea magmatică din domeniul danubian s-a desfăşurat într-un interval destul de lung, avînd un caracter sincinematic în parte paulopostcinematic, al cutărilor mai vechi decît cele caledoniene, întrucît galeţii sernifitelor din baza seriei din Tulişa sînt de natura granitoidelor de tip Şuşiţa.

În ceea ce priveşte activitatea magmatică din domeniul getic, ea pare a fi mult mai veche şi prezintă aceleaşi caractere sincinematice.

GENÈSE ET ÉVOLUTION DES MASSIFS DE GRANITOÏDES DES CARPATES MÉRIDIONALES

RÉSUMÉ

Ayant fait une analyse critique des hypothèses émises à l'égard de la genèse des roches granitoïdes et entrepris une description sommaire des massifs de roches granitoïdes des Carpates méridionales, l'auteur fait

observer une parenté évidente entre les diverses hypothèses. Il démontre ainsi l'existence de modalités variées de formation des roches granitoïdes suivant les conditions locales diverses. La classification génétique des granitoïdes qu'il joint à l'ouvrage, indique nettement qu'entre les deux principaux types granitoïdes il y a toute une série de corrélations et convergences. Qui plus est, entre les caractères des granitoïdes métamorfiques et des granitoïdes magmatiques il existe des transitions. Le schéma de classification des roches granitoïdes fait ressortir qu'un complexe de roches métamorphiques, soumis, dans certaines conditions thermodynamiques, à la granitisation *in situ*, peut passer en migmatites métasomatiques par suite des processus de différenciation métamorphique et de l'action des émanations magmatiques. Ensuite, une homogénéisation plus profonde de la composition minéralogique et des textures, peut engendrer des granitoïdes métamorphiques. Si ces complexes sont entraînés dans une activité géotectonique plus puissante, ils subissent une certaine mobilisation et à mesure que les géothermes augmentent, par une anatexie différenciée des magmas lithogènes peuvent naître. Une plus forte compression peut pousser ces magmas, lesquels, en se consolidant, se transforment en granitoïdes magmatiques du type lithogène. A leur tour ces corps dégagent une partie des constituants volatils qui, avec les éléments les plus mobiles du magma, migrent dans les roches environnantes et provoquent une action métasomatique et de granitisation. Par suite de ces processus variés résultent divers types de migmatites qui par leur homogénéisation minéralogique et texturale engendrent de nouveau les granitoïdes métamorphiques. L'aspect d'ensemble des massifs du domaine danubien des Carpates méridionales donne lieu à supposer que le magmatisme a été précédé et accompagné par une activité intense de feldspathisation métasomatique de la couverture cristalline. Cette activité magmatique s'est déroulée pendant une assez longue période ayant un caractère syncinématique en partie paulo-post-cinématique des plissements antecalédoniens. L'activité magmatique qui s'est déroulée dans le domaine gétique présente les mêmes caractères syncinématiques.

BIBLIOGRAFIE

1. Arnould M., *Etude géologique des migmatites et des granites précambriens de NE de la Côte d'Ivoire et de la Haute Volta méridionale*, Mém. Bur. Rech. Géol. Min., 1961, **3**.
2. Backlund H. G., *The granitization problem*, Instituto Lucas Mallado Estend geol., 1959, **17**.
3. Barbeau J. et Geze B., *Les coupoles granitiques et rhyolitiques de la région de Fort-Lamy (Tchad)*, Bull. Soc. Géol. France, 1957, **7**.
4. Barth T. F. W., *Studies in gneiss and granite. I. Relation between temperature and the composition of the feldspats*, Skrift. Norsk. Vidensk. Akad. Oslo, I, Mat. nat. Kl., 1956, *1*.
5. Bowen N. L., *The evolution of the igneous rocks*, Princetown, 1928.
6. — *The granite problem and the method of multiple prejudice*, Geol. Soc. Amer., 1948, *28*.
7. Buddington A. F., *Origin of granitic rocks of the Northwest Adirandacks. Origin of granite*, Geol. Soc. Amer., 1948, *28*.
8. Codarcea Al. et Pavelescu L., *Considération sur la genèse des roches granitoïdes de l'Autochtone danubien des Carpates méridionales*, Congr. V Asoc. geol. Carp.-Balc., Bucureşti, 1963.
9. Daly R. A., *Granite and metasomatism*, Amer. J. Sci., 1949, *247*.
10. Delbos L., *Les granites précambriens à Madagascar*, Bull. Soc. Géol. France, 1960, **7**.

11. Erdmannsdörffer O. H., *Aus dem Grenzgebiet magmatisch-metamorph*, Z. dtsch. Geol. Ges., 1948, *100*.
12. — *Die Rolle der Endoblastese in Granit*, Fortschr. Miner., 1949, *28*.
13. Eskola P., *On the principles of metamorphic differentiation*, Comm. géol. Finlande, 1932, Bull. 97.
14. — *On the differential anatexis of rocks*, Comm. geol. Finlande, 1932, Bull. 97.
15. — *The nature of metasomatism in the processes of granitization*, Intl. Geol. Congr., 1948, partea a III-a.
16. — *Postmagmatic potash metasomatism of granite*, C. R. Soc. géol. Finlande, 1956, **XXIX**.
17. Gherasi N., *Etude géologique dans les Monts Godeanu et Țarcu*, Ann. Inst. Géol. Roum., 1937, **XVIII**.
18. Ghika-Budești Șt., *Etude géologique et pétrographique dans les Monts Lotru*, Ann. Inst. Géol. Roum., 1936, **XVI**.
19. — *Les plagioclases farcis et la métablasthèse des granogneiss*, Ann. Inst. Géol. Roum., 1941, **XXI**.
20. — *Métamorphites et migmatites dans les Carpates méridionales*, Bull. Soc. Roum. géol., 1942, **V**.
21. Goranson R. W., *Silicate — water systems; phases equilibria in the Na $AlSi_3O_8$ — H_2O and $KAlSi_3O$ — H_2O at high temperatures and pressures*, Amer. J. Sci., 1958, **35**.
22. Holmes A. a. Reynolds D. L., *A front of metasomatic metamorphism in the Dalradian of Co. Donegal*, C.R. Soc. géol. Finlande, 1947, **20**.
23. Lapadu-Hargues P., *Etude pétrographique du massif antécambrien des Eglob (Sahara occidental)*, C.R. 19-e Inst. Géol. Congr., 1953, *1*.
24. Manolescu Gh., *Etudes géologiques et pétrographiques dans les Monts Vulcan*, Ann. Inst. Géol. Roum., 1937, **XXVIII**.
25. Martin N. R., *The structure of the massif of Flamanville, Manche, North-West France*, Quart. J. Geol. Soc., 1952, **108**.
26. Mehnert E. K., *Der gegenwätige Stand des Granitproblemes*, Fortschr. Miner., 1959, **32**, *2*.
27. Michel Levy A., *Contribution à l'étude du granite de Flamanville*, Bull. Serv. Cart. géol. France, 1894, **5**.
28. Misch P., *Metasomatic granitization of batholithic dimensions, I*, Amer. J. Sci., 1949, **247**.
29. — *Metasomatic granitization of batholithic dimensions, II, Static granitization in Sheku Arca North-West Junnan*, Amer. J. Sci., 1949, **247**.
30. — *Metasomatic granitization of batholithic dimension, III, Relationship of synkinematic and static granitization*, Amer. J. Sci., 1949, **247**.
31. Paliuc Gh., *Etude géologique et pétrographique du Massif du Parîng des Munții Cîmpii*, Ann. Inst. géol. Roum., 1937, **XVIII**.
32. Pavelescu L., *Etude géologique et pétrographique de la région centrale et de SE des Monts Retezat*, Ann. Com. Géol., 1953, **XXIV—XXV**.
33. — *Geologia Carpaților Meridionali*, An. rom.-sov., secția șt. geol., 1959, **I—II**.
34. Pavelescu L. și Pavelescu Maria, *Cercetări geologice și petrografice în regiunea Cloșani, Muntele Oslea*, Dări de seamă Com. geol., 1962, **XLVIII**.
35. Pavelescu L., *Contribution à l'étude du soubassement cristallin et l'aire de distribution des différentes formations cristallophylliennes dans la partie centrale et orientale de l'Autochtone danubien*, Congr. V Asoc. Carp.-Balc., București, 1963.
36. Pavelescu L. și Pavelescu Maria, *Cercetări geologice și petrografice în regiunea Tismana — Valea Bistrița*, Dări de seamă Com. geol., 1962, **XLVIII**.
37. — *Cercetări geologice și petrografice în capătul de est al autohtonului Carpaților Meridionali*, Dări de seamă Com. geol., 1964, **L**, *1*.
38. — *Cercetări geologice și petrografice între Oașa (Munții Sebeșului) și Urdele (Munții Parîngului)*, St. și cerc. geol. geofiz. geogr., Seria geologie, 1965, **10**, *1*.
39. Pavelescu L. și Dimitrescu R., *Contribuții la studiul structurii și genezei masivului granitic de Tismana*, Dări de seamă Com. geol., 1965, **L/II**.
40. Perrin R., *Granitization, metamorphism and volcanism*, Amer. J. Sci., 1954, **252**.
41. Perrin R. et Roubault M., *Granites à enclaves dites déplacées et naissance in situ de schistosités discordantes ou contournées*, Nancy, 1955.
42. Perrin R., *Granites, eutectiques on métamorphiques? Discussion d'études récentes*, Bull. Soc. Géol. France, 1957, **6**.
43. Raguin E., *Géologie du granit*, Paris, 1957.
44. Ramberg H., *The origin of metamorphic and metasomatic rocks, a treatise on recrystallization and replacement in the earth's crust*, Univ. Chicago Press, 1952.

45. Read H. H., *The granite controversy*, Londra, 1957.
46. Sederholm J. J., *On granite och gneiss*, Comm. géol. Finlande, 1907, Bull. 23.
47. — *On migmatites and associated Precambrian rocks of south-west Finland*, Comm. géol. Finlande, 1923, Bull. 58; 1927, Bull. 77; 1934, Bull. 107.
48. Smulikovski K., *Problems of genetic classification of granitoids*, St. Géol. Polonica, 1958, **I**.
49. Soloviev P. C., *Granitoids, their evolution and genetic types*, Moscova, 1962.
50. Tuttle O. F. a. Bowen N. L., *Origin of granite in the light of experimental studies in the system, $NaAlSi_3O-KAlSi_3O-SiO_2-H_2O$*, Mem. Geol. Soc. Amer., 1958, **7**.
51. Walton N., *The emplacement of „Granite"*, Amer. J. Sci., 1955, **253**.
52. Wegmann E., *Zur Deutung der Migmatite*, Geol. Rundschau, 1935, *5*, ed. a 26-a.
53. Winkler H. G. F. u. von Platen H., *Experimentelle Gesteinsmetamorphose. III, Anatektische Ultrametamorphose kalkhaltiger Tone*, Geochim. et Cosmochim. Acta, 1960, **18**.
54. Yoder H. S. a. Tiller C. E., *Origin of basalt magmas. An experimental study of natural and synthetic rock systems*, J. Petrol., 1962, **3**, *3*.
55. *** *Beiträge zum Granitproblem*, Fortschr. d. sovjet. Geologie, 1961, *3*.

Institutul de petrol, gaze și geologie.

Primită în redacție la 5 octombrie 1966.

CU PRIVIRE LA INTERPRETAREA GEOLOGICĂ A DATELOR OBȚINUTE PRIN METODA K/Ar ÎN CARPAȚII MERIDIONALI

DE

MARCELA DESSILA-CODARCEA și H. SAVU

55(05)

METODA K/Ar ÎN DATAREA TERENURILOR CRISTALOFILIENE ȘI A MASIVELOR GRANITOIDE DIN ROMÂNIA

Necesitatea obținerii unor date pe baza cărora să se poată stabili vîrsta șisturilor cristaline din România a impus abordarea studiului lor prin metode de geocronologie absolută.

La sesiunea celui de-al V-lea Congres al Asociației carpato-balcanice (București, 1961), M. N. Filipescu și I. Vincențiu (6) au expus o nouă metodă pentru extragerea argonului din roci, pentru separarea și determinarea lui prin cromatografia de gaze, în vederea stabilirii vîrstei absolute a rocilor. Principiile acestei metode și rezultatele obținute au fost expuse și la Simpozionul asupra gaz-cromatografiei de la Berlin (1965), fără însă să se încerce interpretarea geologică a datelor (7).

În anul 1960, la Institutul de fizică atomică al Academiei Republicii Socialiste România, M. Soroiu și colaboratori au început punerea la punct a unui procedeu, folosind principiul analizei prin activare cu neutroni. Posibilitatea folosirii acestui procedeu a fost arătată în 1952 de S. C. Curran și aplicată ulterior de diverși cercetători pentru datarea rocilor și meteoritelor. Precizia procedeului pus la punct la Institutul de fizică atomică din București a fost verificată pe etaloane americane. Lucrările autorilor români menționați constituie o perfecționare substanțială a acestui procedeu în ceea ce privește sensibilitatea, precizia și randamentul lui (20), (21). Rezultatele obținute au fost consemnate în rapoarte (arh. Inst. geol.).

St. și cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie t. 12 nr. 2 p. 351 – 365 București 1967

Probleme ridicate de studiul regiunii Răşinari — Cisnădioara — Sadu au determinat pe unul din autori să recurgă, pe lîngă alte metode de investigaţie, şi la geocronologia absolută. În acest scop s-au analizat la Institutul de ştiinţe geologice de pe lîngă Academia de Ştiinţe a R. S. S. Ucrainene, de către N. P. Semenenko, S. G. Demidenko şi B. B. Zeidis, în anul 1962, prin metoda K/Ar — procedeul analizei volumetrice — o serie de probe colectate în regiunea defileului Oltului (19).

În anul 1964, M. Lemne şi colaboratori au început proiectarea şi montarea unei instalaţii de extragere a argonului radiogen prin procedeul analizei volumetrice, în vederea datării rocilor prin metoda K/Ar la noi în ţară. Experimentarea procedeului utilizat s-a făcut pe etaloane sovietice, stabilindu-se gradul de precizie. Metodica a fost comunicată la al IV-lea Simpozion naţional de geofizică (Bucureşti, 1966). Rezultatele obţinute au fost consemnate în rapoarte existente în arhiva Institutului geologic (1964—1966).

În scopul datării izotopice a rocilor metamorfice din Carpaţii Meridionali centrali, am colectat în continuare o serie de probe din Munţii Semenicului şi ai Lotrului. Aceste probe au fost analizate, în anii 1962—1964, la Laboratorul de geocronologie absolută al Institutului geologic al Academiei de Ştiinţe din R. S. S. Armeană de către G. P. Bagdasarian şi R. H. Gukasian.

Din cele expuse mai sus rezultă că, în scopul datării izotopice a formaţiunilor cristalofiliene din Carpaţii Meridionali, s-au utilizat, în cadrul metodei K/Ar, diferite procedee de lucru pentru a se doza conţinutul de argon radiogen. Subliniem că recoltarea sistematică a probelor după anumite profile geologice s-a efectuat numai în Carpaţii Meridionali centrali şi în Masivul Semenic. Probele care provin din zona Cristalină Cumpăna — Cozia şi din masivele granitoide ale autohtonului danubian au un caracter informativ [1].

Materialul de care dispunem nu este bogat; acest material există însă şi trebuie valorificat, cu atît mai mult cu cît pînă în prezent cele mai numeroase date de vîrstă absolută s-au obţinut pentru această unitate carpatică. Considerăm că în prezent o reluare a discuţiei privitoare la posibilităţile de interpretare a datelor obţinute prin metoda K/Ar va fi binevenită.

NOI DATE ASUPRA PALEOTECTONICII CARPAŢILOR MERIDIONALI

Existenţa unui bogat material faptic, rezultat în urma abordării studiului şisturilor cristaline prin noi metode de investigaţie, a permis redactarea primei hărţi tectonice a masivelor prealpine din România, prezentată la sesiunea generală a Comisiei hărţii geologice a lumii (Paris, iulie 1966). Pe această hartă au fost separate, în cadrul masivelor cristaline carpatice, patru complexe cutate: varistic, baicalian, alutian şi lotrian (4). Aceste complexe cutate reprezintă formaţiunile geosinclina-

[1] Maria Lemne, Silvia Mînzatu, M. Soroiu, Anca Tănăsescu, Eleonora Vîjdea, Magdalena Ioncică şi Alexandra Medeşan, *Determinări de vîrstă absolută*, Rap. arh. Inst. geol., 1966.

lelor prealpine cutate și metamorfozate în ciclurile precambriene și paleozoice.

Ulterior, la sesiunea Comisiei tectonice carpato-balcanice (București, octombrie 1966), s-au făcut propuneri (Marcela Dessila-Codarcea) pentru o îmbunătățire a legendei hărții tectonice carpato-balcanice și a teritoriilor învecinate, pe baza hărții sus-menționate. Aceste propuneri au fost aprobate; ele prevăd separarea în cadrul masivelor cristaline prealpine a următoarelor complexe cutate: varistic, baicalian, prebaicalian. În scopul discutării datelor izotopice obținute pentru șisturile cristaline și magmatitele asociate lor din Carpații Meridionali, vom utiliza această ultimă subdivizare, dînd detalii suplimentare referitoare la masivele cristaline studiate din punct de vedere geocronometric.

Fundamentul prebaicalian. Acest fundament prezintă o extindere largă în Carpații Meridionali. În cadrul lui se pot deosebi, după Marcela Dessila-Codarcea, termenii aparținînd la cel puțin două complexe cutate prebaicaliene: alutian și lotrian. H. Savu admite existența unui singur complex cutat prebaicalian.

În general, acest fundament vechi este reprezentat în Carpații Meridionali prin formațiunile mezometamorfice, și anume cele din Masivele Cumpăna—Cozia, Sebeș—Lotru, Semenic și partea sudică a Masivului Poiana Ruscăi, peticele pînzei getice Godeanu, Bahna și Porțile-de-Fier, precum și seria de Lainici—Păiuș și partea inferioară a seriei de Drăgșan din autohtonul danubian. La acestea se mai adaugă zonele de Neamțu, Poiana Mraconiei și Bocșița—Drimoxa din Banat.

În mod cu totul general menționăm că în baza succesiunii șisturilor cristaline din Carpații Meridionali predomină rocile gnaisice asociate în unele masive cu amfibolite, reprezentînd produse ale magmatismului inițial. Acestea suportă adeseori pachete de micașisturi de grosimi considerabile. La partea superioară a stivelor mezometamorfice, caracterul paleolitologic al depozitelor se schimbă prin dezvoltarea considerabilă a amfibolitelor, rezultate prin metamorfozarea unui material vulcanic bazic, alături de paragnaise și micașisturi mărunt granulare. Ele sînt asociate în unele cazuri cu roci grafitice sau cu calcare.

Ciclurile tectonice prebaicaliene au fost însoțite de punerea în loc a granitoidelor tardeorogene: masivele de granitoide lotriene din Munții Semenicului și granitoidele alutiene de Șușița din autohtonul danubian.

Depozitele prebaicaliene au fost transformate în șisturi cristaline la nivelul faciesului amfibolitelor. În Munții Lotrului (8) și în Munții Semenicului (17) au fost delimitate zonele cu sillimanit, staurolit și disten, granat, biotit. Aceste zone se dispun concentric, începînd din baza pînzei getice spre părțile ei superioare.

Complexul cutat baicalian. Acest complex este dezvoltat, în general, în zonele exterioare vechiului fundament, începînd din partea nordică a Masivului Făgăraș și continuîndu-se prin Masivul Poiana Ruscăi și zona Mîniom—Dognecea pînă în Masivul Locva.

În extremitatea estică a Carpaților Meridionali, termeni ai complexului baicalian există în Masivele Ezer—Păpușa și Leaota. În unele cazuri, complexul cutat baicalian apare în plină arie de dezvoltare a fundamentului, cum este, de exemplu, cazul seriei de Sibișel de la V de Olt și al seriei epimetamorfice din nordul Masivului Sebeș. Partea superioară a

seriei de Drăgşan din autohtonul danubian şi zona de Miniş din Banat au fost integrate de asemenea în acest complex cutat.

În unele sectoare ale Carpaţilor Meridionali, baza complexului baicalian este marcată printr-o serie de amfibolite care reprezintă produsele magmatismului iniţial (regiunea defileului Oltului). În alte sectoare, complexul baicalian începe printr-un nivel de conglomerate (autohtonul danubian). În continuare, complexul baicalian este constituit din şisturi cloritice-sericitice, cuarţitice, asociate adeseori cu roci porfiroide şi tufoide acide. În extremitatea estică a Carpaţilor Meridionali, în Masivul Gîrbova, a fost pusă recent în evidenţă o formaţiune ritmică cu factură de fliş, caracterizată prin prezenţa metagrauwackelor, care a fost atribuită de asemenea acestui complex cutat.

Formaţiunile baicaliene au suferit un metamorfism slab la nivelul faciesului şisturilor verzi. Ciclului tectono-magmatic baicalian i-ar putea fi raportate şi unele granitoide din autohtonul danubian, cum ar fi, de exemplu, Masivul Retezat şi Vîrful Pietrii.

Complexul cutat varistic. Acest complex cutat este reprezentat în autohtonul danubian prin seria de Tulişa, constituită din depozite blastodetritice, asociate cu şisturi clorito-albitice. Nivelul bazal conglomeratic conţine material remaniat din şisturile cristaline mai vechi şi din granitoide.

Depozitele seriei de Tulişa sînt foarte slab metamorfozate fiind afectate îndeosebi de un metamorfism dinamic. Ele reprezintă o formaţiune de geosinclinal, caracterizată prin prezenţa produselor magmatismului iniţial.

Molasa varistică este bine dezvoltată în Banat (carbonifer superior şi permian).

STRATIGRAFIA REGIUNII DEFILEULUI OLTULUI ŞI MUNŢILOR SEMENICULUI

Carpaţii Meridionali centrali. În constituţia geologică a Carpaţilor Meridionali centrali intră următoarele serii cristalofiliene :

— seria de Sebeş — Lotru,
— seria de Cumpăna — Cozia,
— seria de Făgăraş,
— seria de Sibişel,
— seria de Răşinari.

Seria de Sebeş — Lotru este alcătuită în Munţii Lotrului din următoarea succesiune de pachete de şisturi cristaline, începînd din bază spre partea superioară (18) :

— paragnaise cu cordierit şi sillimanit, paragnaise cu biotit şi muscovit, mai rar amfibolite, cuarţite albe şi calcare marmoreene cu silicaţi (depozite de origine sedimentară) ;

— amfibolite asociate cu gnaise cuarţo-feldspatice şi paragnaise cu biotit (magmatite iniţiale) ;

— gnaise cuarţo-feldspatice şi paragnaise cu muscovit şi biotit, mai rar micaşisturi cu disten şi staurolit, amfibolite, cuarţite şi şisturi manganifere (depozite vulcano-sedimentare) ;

— micașisturi cu granați, disten și staurolit cu intercalații uneori de amfibolite, cuarțite, paragnaise și șisturi cu silicați de mangan și fier (depozite predominant sedimentare).

Această succesiune se poate urmări și în Munții Sebeșului, unde peste complexele gnaiselor cuarțo-feldspatice se așterne complexul micașisturilor.

Seria de Cumpăna — Cozia este constituită preponderent din gnaise. În creasta Coziei predomină gnaisele oculare și lenticulare, în timp ce zona de Cumpăna din Masivul Făgăraș este alcătuită din paragnaise micacee, asociate cu gnaise feldspatice masive și gnaise oculare.

Gnaisele acestei serii au fost considerate fie magmatite, fie migmatite sau metasomatite. Recent s-a arătat posibilitea derivării lor dintr-un material cu chimism potasic — depozite terigene, lave sau tufuri acide — prin procese de metamorfism regional (3).

Seria de Făgăraș constituie o importantă parte a versantului nordic din Masivul Făgăraș, continuîndu-se pînă la vest de Olt. Între valea Tălmăcelului și valea Lotrioara s-a stabilit următoarea succesiune de pachete de șisturi cristaline, începînd din bază spre partea superioară[2]:

— amfibolite asociate cu cuarțite negre, roci plagioclazice biotito-grafitice și micașisturi grafitice (depozite vulcano-sedimentare bazice ale primei etape geosinclinale);

— micașisturi biotito-muscovitice cu granați, alternînd cu roci plagioclazice biotito-grafitice, șisturi sericito-grafitice sau cuarțite (depozite sedimentare);

— cuarțite feldspatice (depozite terigene);

— calcare masive asociate cu dolomite, calcare șistoase și cuarțite calcaroase, peste care se așternmicașisturi biotito-muscovitice, asociate cu cuarțite cu turmalină și amfibolite cu epidot (depozite predominant sedimentare).

Seria de Sibișel — rifeană — a fost separată și caracterizată în regiunea Rășinari — Cisnădioara — Sadu (3); ea constă din următoarea succesiune de pachete de șisturi cristaline:

— amfibolite și șisturi amfibolice asociate cu roci ultrabazice și gabbroide, șisturi albito-amfibolice și șisturi clorito-tremolitice (formațiune ofiolitică);

— șisturi cuarțito-sericitice, sericito-cloritice, uneori muscovitice și șisturi clorito-albitice, albito-cuarțitice și albitice alternînd ritmic. Prezența magnetitului este caracteristică (depozite vulcano-sedimentare);

— calcare albe marmoreene alternînd cu calcare cenușii, calcșisturi cloritice, uneori șisturi cloritice (depozite sedimentare și organogene);

— șisturi cuarțito-grafitice și șisturi sericito-grafitice (depozite sedimentare bogate în substanță organică).

Seria de Rășinari — paleozoic inferior —, separată și descrisă în regiunea Rășinari (3), este caracterizată prin prezența rocilor blastodetritice:

— cuarțite blastodetritice, blastopsamitice, blastopsefito-aleuritice și blastopsamito-aleuritice;

---

[2] Marcela Dessila-Codarcea, *Cercetări geologice în regiunea Turnu-Roșu*, Rap. arh. Inst. geol., 1965.

— şisturi cuarţitice clorito-sericitice şi şisturi ardeziene.

Remarcăm că, exceptînd seria de Sibişel, datată pe criterii biostratigrafice, seriile subiacente constituie fundamentul prebaicalian al Carpaţilor Meridionali centrali; seria de Făgăraş a fost încadrată în complexul cutat alutian, iar seriile de Sebeş — Lotru şi de Cumpăna — Cozia în lotrian. În acest din urmă caz menţionăm că a fost emisă (2) ipoteza unei vîrste mai vechi a seriei de Cumpăna — Cozia în raport cu seria de Sebeş.

Masivul Semenic. Cercetările efectuate în ultimii ani în Masivul Semenic (17) au pus în evidenţă următoarea succesiune de pachete de şisturi cristaline:

— paragnaise conţinînd nivele rare de dolomite cristaline şi de calcare cu silicaţi sau de amfibolite şi gnaise amfibolice sau micaşisturi în bază (depozite sedimentare cu rare alternanţe de material vulcanic bazic);

— micaşisturi cu disten, staurolit şi granat, în care se intercalează adeseori paragnaise şi cuarţite, mai ales în sectorul Văliug, sau gnaise cuarţo-feldspatice, amfibolite şi şisturi manganifere în sectorul Rugi — Delineşti — Tîrnova (depozite sedimentare şi vulcanice bazice cu caracter ofiolitic).

Seria mezometamorfică, în care se dezvoltă, îndeosebi la partea ei bazală, roci de tipul migmatitelor paralele, oculare şi lenticulare, reprezintă fundamentul prebaicalian din acestă parte a Carpaţilor Meridionali.

DIFERITE IPOTEZE ASUPRA GRANITULUI DE TISMANA

Problema genezei granitului de Tismana este contraversată, ea nefiind pînă în prezent complet elucidată. Pe baza studiilor efectuate, se poate conchide că în această parte a autohtonului danubian a avut loc următoarea succesiune de procese petrogenetice: în primul rînd, s-a produs metamorfozarea depozitelor de pe seama cărora au rezultat şisturile cristaline ale seriei de Lainici — Păiuş, urmată de intruziunea tardecinematică a granitoidelor de Şuşiţa şi apoi de metasomatoza alcalină, care a generat granitul de Tismana (10), (11), (12), (14).

Granitul de Tismana a fost atribuit ciclului tectonic caledonian, deoarece conglomeratele din baza seriei de Tulişa (silurian-carbonifer) remaniază roci granitoide (1), (13). Recent a fost pusă problema vîrstei paleozoice superioare a acestui masiv pe baza gradului de extincţie a cuarţului [3] sau pe existenţa unor megacristale de microclin şi filoane aplitice şi granitice în depozite slab metamorfozate, atribuite permianului prin analogie litologică (15).

În ceea ce priveşte mecanismul de formare a acestor granite, opiniile diferă, admiţîndu-se fie fenomene de metasomatoză alcalină (15) sau de regenerare şi mobilizare a granitoidelor de Şuşiţa (12), fie un proces de anatexie fundamentală în două faze de metasomatoză: sodică şi potasică (14).

---

[3] O. Maier şi V. Caulea, *O nouă metodă optică de determinare a vîrstei relative a granitelor aplicată unor granite din România*, Com. ses. ştiinţ. Întrep. prosp., martie 1966.

Pe harta tectonică a masivelor prealpine din România, granitoidele de Șușița au fost încadrate în ciclul tectono-magmatic alutian; granitele de Tismana au fost atribuite ciclului varistic pe baza datelor recente.

DISCUȚII ASUPRA DATĂRII IZOTOPICE A COMPLEXELOR CUTATE ȘI A MASIVELOR GRANITOIDE DIN CARPAȚII MERIDIONALI

Abordarea studiului terenurilor cristalofiliene prin metoda K/Ar, în anii 1960—1963, a avut ca rezultat acumularea unui nou material faptic. În toate cazurile s-a observat însă că rezultatele nu concordau cu datele geologice.

Prima încercare de interpretare a datelor izotopice obținute pentru șisturile cristaline din Carpați s-a referit la regiunea defileului Oltului (19). Această încercare avea de fapt scopul de a constitui o bază de discuție în ceea ce privește aplicabilitatea metodei K/Ar în studiul formațiunilor metamorfozate care intră în alcătuirea masivelor cristaline din Carpații românești. Cu această ocazie a fost adoptată ipoteza criptometamorfismului, emisă de L. I. Salop (16), care încearcă să explice îndepărtarea argonului din roci sub imperiul unor transformări imperceptibile, care ar avea loc în zonele nu prea adînci ale scoarței pămîntului și a căror acțiune ar înceta o dată cu ridicarea blocurilor scoarței terestre deasupra geoizotermei de 300°C. În acest mod s-a pus problema utilizării datelor obținute prin metode K/Ar în analiza tectonică a fundamentului prealpin carpatic.

Datele de care dispunem în prezent permit o reluare a discuției asupra posibilităților oferite de metoda K/Ar în datarea șisturilor cristaline din Carpați (tabelele nr. 1, 2 și 3). Harta tectonică prealpină oferă o nouă bază pentru discutarea acestei foarte contraversate probleme (fig. 1).

Din examinarea repartiției valorilor izotopice pe harta tectonică prealpină a Carpaților Meridionali, se observă că în regiunea Rășinari — Cisnădioara — Sadu valorile descresc treptat dinspre E către V de la 318 mil. ani pînă la 163 mil. ani, cifrele intermediare fiind 290, 265, 250—234 și 210 mil. ani. Aceste valori nu concordă cu vîrsta șisturilor cristaline, care aparțin în majoritate fundamentului prebaicalian; mai mult, ele descresc invers în raport cu succesiunea stratigrafică a pachetelor de șisturi cristaline și cu intensitatea proceselor de metamorfism. Remarcăm de asemenea că în apropierea grabenului umplut cu depozite mezozoice de la Cisnădioara pe gnaisele prebaicaliene s-au înregistrat 187 mil. ani.

În urma studiului geocronometric al șisturilor cristaline din bazinul văii Lotrului s-a obținut o repartiție foarte asemănătoare a valorilor, care descresc dinspre est către vest, începînd de la 316—304 mil. ani pînă la 273 mil. ani.

Pentru gnaisele de Cozia, valorile oscilează între 326 și 124 mil. ani; gnaisele de Cumpăna ating cifra de 346 mil. ani.

În Munții Semenicului repartiția valorilor izotopice este mai puțin regulată; cifrele între 320 și 340 mil. ani alternează cu cele de la 218

Tabelul nr. 1

Date de virstă absolută obţinute prin metoda K/Ar, procedeul analizei volumetrice (după G. P. Bagdasarian şi colaboratori 1963-1964)

Nr. crt.	Masivul	Locul de colectare	Roca	Mineralul	Vîrsta mil. ani
1	Munţii Semenicului	Reşiţa	gnais micaceu	muscovit	318
2	Munţii Semenicului	p. Văliugului	micaşist	muscovit	319 ±16
3	Munţii Semenicului	p. Văliugului	paragnais	biotit	155 ±8
4	Munţii Semenicului	p. Văliugului	paragnais	biotit	321 ±16
5	Munţii Semenicului	Văliug	micaşist	muscovit	325 ±15
6	Munţii Semenicului	v. Bîrzavei	micaşist	muscovit	321 ±16
7	Munţii Semenicului	v. Bîrzavei	micaşist	biotit	260 ±13
8	Banat	Reşiţa	galeţi de paragnaise din carboniferul superior	muscovit	300 ±15
9	Munţii Lotrului	v. Lotrului	paragnais	biotit	316 ±8
10	Munţii Lotrului	v. Lotrului	paragnais	biotit	286 ±3
11	Munţii Semenicului	p. Brebului	migmatit	biotit	286,5±0,5
12	Munţii Semenicului	p. Brebului	migmatit	muscovit	313 ±7
13	Munţii Semenicului	v. Slatina	micaşist	biotit	236 ±7
14	Munţii Semenicului	v. Slatina	micaşist	biotit	276 ±7
15	Munţii Lotrului	v. Lotrului	micaşist	muscovit	297,5±4,5
16	Munţii Semenicului	v. Pîrvonei	micaşist	biotit	232
17	Munţii Semenicului	Văliug	micaşist	biotit	324 ±8
18	Munţii Semenicului	p. Bibanul	micaşist	biotit	239,5±4,5
19	Munţii Semenicului	p. Bibanul	micaşist	biotit	197 ±2
20	Munţii Semenicului	v. Slatina	micaşist	muscovit	218 ±1
21	Munţii Semenicului	v. Slatina-Timiş	micaşist	biotit	183 ±3
22	Munţii Semenicului	p. Secaşul	pegmatit	biotit	175 ±4
23	Munţii Semenicului	v. Slatina-Timiş	granodiorit	biotit	170,5±0,5

la 240 mil. ani. În schimb, spre limita estică şi cea vestică a masivului cristalin, valorile descresc brusc, oscilînd între 155 şi 175 mil. ani.

Din analizarea datelor menţionate mai sus se desprind următoarele concluzii :

— valorile izotopice nu concordă cu vîrsta reală a şisturilor cristaline şi nu coboară mai jos de epoca varistică ;

— valorile descresc sistematic pe măsura apropierii de importantul plan alpin de şariaj al pînzei getice ;

— valorile scad brusc în apropierea limitei dintre masivele cristaline şi depozitele sedimentare mezozoice.

Construirea unei diagrame de frecvenţă a valorilor izotopice dă indicaţii preţioase asupra ultimelor faze tectonice care au afectat terenurile cristalofiliene din Carpaţii Meridionali (fig. 2) :

1. Cel mai important maxim corespunde vîrstei de 300 mil. ani.

2. Un alt maxim apare în dreptul vîrstei de 500 mil. ani, fiind dat de determinările obţinute de granitoidele de Şuşiţa şi de Tismana din autohtonul danubian.

3. Un număr redus de valori sînt mai mici, frecvenţa lor scăzînd treptat în intervalul de timp cuprins între 200 şi 100 mil. ani.

Tabelul nr. 2

Date izotopice obținute prin metoda K/Ar pentru șisturile cristaline din Carpații Meridionali centrali (după N. P. Semenenko și colaboratori, 1963)

Nr. probei	Seria	Locul de colectare	Roca	Mineralul	Vîrsta mil. ani
7	seria de Rîușorul Cisnădioarei	Rășinari	șist albitic clorito-sericitic	analiză integrală	315
8	seria de Rîușorul Cisnădioarei	Rășinari	șist clorito-muscovitic	analiză integrală	323 251 261
3	seria de Sibișel	Rășinari .	șist sericitic cu magnetit	analiză integrală	318
4	subseria de Steaza	Rășinari	gnais muscovitic	muscovit	296
9	seria de Sebeș	Rășinari	gnais biotitic	biotit	265
12	seria de Sebeș	v. Sadului	gnais biotito-muscovitic	muscovit biotit	250 234
13	seria de Sebeș	v. Sadului	gnais biotitic	biotit	210
14	seria de Sebeș	v. Sadului	gnais cuarțo-feldspatic	biotit	163
15	seria de Lotru	v. Lotrului	gnais biotitic cu sillimanit	biotit	304
5	seria de Măgura	Cisnădioara	gnais biotitic	biotit	187
6	seria de Măgura	Rășinari	gnais ocular	biotit	290

În primul rînd, trebuie deci să subliniem că analizarea datelor izotopice obținute atît în Munții Oltului și ai Lotrului, cît și în Munții Seme-

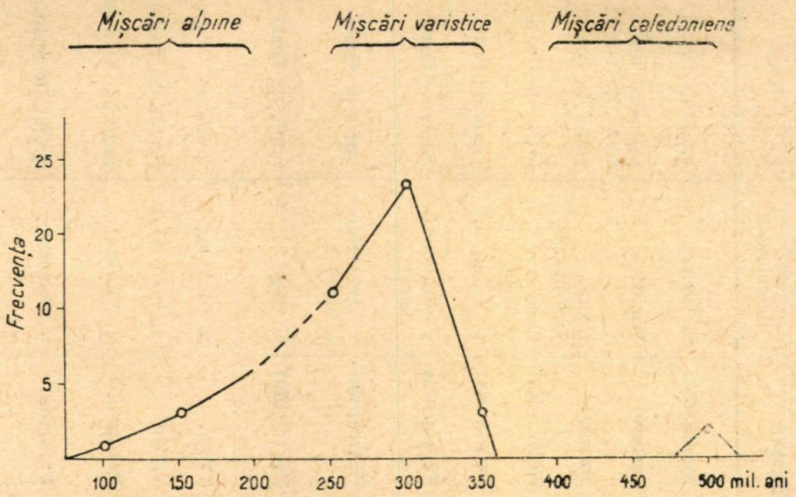


Fig. 2. — Diagrama de frecvență a valorilor geocromatice.

nicului indică o importantă regenerare varistică a fundamentului prebaicalian, corespunzînd aproximativ fazei sudete. Remarcăm că pe baza

Tabelul nr. 3

Date de vîrstă absolută obținute prin diferite procedee ale metodei K/Ar

Nr. crt.	Masivul	Locul de colectare	Roca	Mineralul	Procedeul	Vîrsta mil. ani	Analistul
1	Munții Făgărașului	v. Oltului	gnais de Cozia	muscovit	gaz-cromato-grafie	326	M. N. Filipescu și colab. (1961—1965)
2	Munții Lotrului	Voineasa	pegmatit din seria de Lotru	biotit	gaz-cromato-grafie	273	M. N. Filipescu și colab. (1961—1965)
3	Munții Lotrului	Brezoi v. Dăneasa	gnais de Cozia	biotit	gaz-cromato-grafie	290	M. N. Filipescu și colab. (1961—1965)
4	Munții Făgărașului	Curtea de Argeș	gnais de Cozia	muscovit	gaz-cromato-grafie	320	M. N. Filipescu și colab. (1961—1965)
5	Munții Făgărașului	v. Vîlsanului	gnais de Cozia	muscovit	gaz-cromato-grafie	346	M. N. Filipescu și colab. (1961—1965)
6	Munții Făgărașului	v. Argeșului-baraj	gnais de Cozia	feldspat potasic	analiza prin activarea cu neutroni	124	M. Soroiu și colab. (1965)
7	Munții Făgărașului	v. Argeșului-baraj	gnais de Cozia	biotit	analiza prin activarea cu neutroni	254	M. Soroiu și colab. (1965)
8	Munții Făgărașului	V. Rea	gnais de Cozia	biotit	analiza prin activarea cu neutroni	322	M. Soroiu și colab.
9	Munții Vîlcan	v. Tismana	granit de Tismana	feldspat potasic	analiza volumetrică	250	A. Tănăsescu (colectiv M. Lemne, 1966)
10	Munții Vîlcan	v. Bistricioara	granit de Tismana	feldspat potasic	analiza volumetrică	327	A. Tănăsescu (colectiv M. Lemne, 1966)
11	Munții Parîngului	v. Viezuroi	granit de Tismana	biotit	analiza prin activarea cu neutroni	518	M. Soroiu și colab. (1966)
12	Munții Parîngului	v. Pocruia	granit de Șușița	biotit	analiza prin activarea cu neutroni	524	M. Soroiu și colab. (1966)
13	Munții Parîngului	v. Pocruia	granit de Șușița	biotit	analiza prin activarea cu neutroni	520	M. Soroiu și colab. (1966)

materialului faptic existent nu se poate concepe că astfel de valori ar reprezenta procese primordiale de metamorfism, cum se susține în privința gnaiselor de Cozia[4]. Este foarte interesant de observat că această puternică regenerare s-a manifestat în plină arie de dezvoltare a formațiunilor precambriene. S-ar putea presupune astfel că o importantă parte a acestei arii ar fi fost acoperită de formațiuni paleozoice. Mecanismul acestei regenerări este deocamdată dificil de explicat, pe de o parte, din cauza numărului mic de date izotopice și implicit de profile geocronometrice de care dispunem și, pe de altă parte, datorită insuficienței cunoștințelor privitoare la efectele tectonice și metamorfice ale epocii varistice în ceea ce privește îndeosebi fundamentul prebaicalian.

Cu ocazia primei discutări a datelor obținute prin metoda K/Ar în Carpații Meridionali centrali am arătat că rezultatele corespund aproximativ epocii varistice, fără însă ca ele să coincidă exact fazelor ei de cutare și de metamorfism (19). Cifrele obținute reprezintă deci, în unele cazuri, valori mixte datorită însumării efectelor produse de suprapunerea mai multor cicluri tectonice și îndeosebi a ciclului alpin.

În al doilea rînd, subliniem că influența reluării alpine asupra conținutului de argon radiogen din șisturile cristaline este, după cele arătate mai sus, de necontestat. Firește că mecanismul acestei reluări este încă dificil de precizat. Deocamdată putem arăta că procesul de pierdere a argonului radiogen nu poate fi pus în Carpați în legătură cu existența unui metamorfism alpin, așa cum a încercat să demonstreze D. Krummenacher pentru seriile din Himalaia (9); din acest motiv noi am utilizat termenul de „reluare". Nu putem fi de acord nici cu G. M. Drugova și A. N. Nilov (5), care admit că pierderea argonului radiogen s-ar datora numai recristalizării mineralelor. Pe baza observațiilor expuse mai sus, considerăm că în unele cazuri pierderea de argon radiogen din șisturile cristaline ale Carpaților Meridionali se datoresc fenomenelor alpine de forfecare, care s-au manifestat în întreaga masă a pînzei getice, luînd amploare îndeosebi în apropierea planului de șariaj. În alte cazuri, această pierdere de argon radiogen s-a produs datorită tectonizărilor intense, care au avut loc în zonele marginale ale masivelor cristaline sau chiar în interiorul lor atît în timpul scufundării foselor în care s-au depus formațiunile mezozoice și terțiare, cît și în timpul cutării acestora.

Datarea masivelor de granitoide din autohtonul danubian pe baza geocronologiei absolute ridică o serie de probleme atît în ceea ce privește evoluția proceselor care le-au generat, cît și eficiența diferitelor procedee utilizate pentru dozarea argonului radiogen. Valorile obținute prin procedeul analizei volumetrice și prin procedeul analizei prin activare cu neutroni diferă foarte mult. Astfel, pentru masivul de granite Tismana s-au obținut pe calea analizei volumetrice 327 și 250 mil. ani prin analizarea feldspatului potasic; pe granite de același tip, care străbat granitoidele de Șușița, s-a înregistrat cifra de 518 mil. ani pe biotit pe baza analizei prin activare cu neutroni. Prin același procedeu s-au înregistrat valori de 524 și 520 mil. ani tot pe biotit pentru granitoidele de Șușița.

[4] Maria Lemne și colab., *op. cit.*, p. 352.

Pe baza acestor rezultate s-a considerat, în spiritul datelor geologice existente, că valorile mari reprezintă vîrsta reală baicaliană a micelor, în timp ce valorile mai reduse obţinute prin analizarea feldspatului potasic, corespunzînd ciclului varistic, indică vîrsta procesului metasomatic, care a generat granitele de Tismana [5].

De la început este necesar să atragem atenţia că suprapunerea mai multor cicluri tectonice prealpine în Carpaţi a provocat efecte multiple; considerarea acestor efecte în mod unilateral, făcînd abstracţie de înlănţuirea proceselor care le-au generat, poate conduce la concluzii care să nu corespundă întru totul realităţii. Vom încerca deci să discutăm pe marginea interpretării de mai sus a datelor izotopice. Remarcăm, în primul rînd, că vîrsta varistică a metasomatozei alcaline, care ar fi generat granitele de Tismana, nu este dovedită pe baze certe, întrucît atribuirea depozitelor „metasomatizate" permianului nu s-a făcut pe criterii biostratigrafice. Amintim că depozite foarte slab metamorfozate din Carpaţii Meridionali (metaflişul intracarpatic) au fost atribuite proterozoicului superior pe baza conţinutului microfloristic. Depozitele „metasomatizate" ar putea fi deci antepermiene, aparţinînd fie precambrianului, fie paleozoicului. Chiar în cazul atribuirii acestor depozite pe criterii biostratigrafice permianului, generalizarea procesului de metasomatoză pentru toate granitele de acest tip din autohtonul danubian nu ni se pare complet justificată.

În al doilea rînd, trebuie să arătăm că experienţa acumulată în ultimii ani în datarea izotopică a rocilor cristaline a arătat că feldspatul potasic pierde mai uşor argonul radiogen decît mica. În acestă privinţă remarcăm că, în urma determinării vîrstei izotopice a biotitului şi feldspatului potasic din gnaisele de Cozia prin procedeul analizei prin activare cu neutroni, s-au obţinut 254 şi, respectiv, 124 mil. ani. Este deci destul de clar că valorile de 327 şi 250 mil. ani, rezultate prin analizarea feldspatului potasic din granitul de Tismana, nu reprezintă vîrsta metasomatozei care l-a generat, ci procesul de regenerare varistică, demonstrat mai sus pe baza datelor izotopice de care dispunem pînă în prezent pentru Carpaţii Meridionali. Acest punct de vedere este în acord şi cu rezultatele obţinute de O. Maier şi V. Caulea [6] prin măsurarea extincţiei cuarţului din granite, însă în sensul interpretării date de autorii chilieni. Procesele ulterioare menţionate mai sus au afectat în mod inegal şi masele de granitoide din autohtonul danubian, provocînd pierderea unei părţi a argonului radiogen din feldspatul potasic. Obţinerea a două valori corespunzînd la două faze diferite ale ciclului varistic (saalică şi sudetă) vine în sprijinul acestei interpretări.

Datorită compactităţii lor, rocile granitoide reacţionează foarte probabil în măsură mai mică la solicitările ulterioare [7]. Valoarea de 518 mil. ani indică apartenenţa granitului de Tismana la ciclul caledonian, eventual baicalian, dacă au fost alterate într-o oarecare măsură de suprapunerea ciclurilor tectonice ulterioare. În acest caz s-ar confirma ipoteza atribuirii granitoidelor de Şuşiţa unui ciclu tectonic precedent (4), ele fiind reluate în baicalian. De altfel, ideea unei puternice regene-

[5] Maria Lemne şi colab., *op. cit.*, p. 352.
[6] O. Maier şi V. Caulea, *op. cit.*, p. 356.
[7] M. Soroiu, comunicare orală.

rări baicaliene a fundamentului mai vechi (4) se confirmă prin obținerea unor date izotopice de peste 520 mil. ani pentru unele granitoide din Munții Apuseni [8].

În concluzie, subliniem că analizarea datelor izotopice obținute prin metoda K/Ar în Carpații Meridionali indică în mod evident reluarea fundamentului prebaicalian în timpul ciclurilor tectonice mai recente (varistic și alpin), cînd s-au creat condiții de presiune și temperaturi favorabile îndepărtării argonului radiogen din roci.

Dorim de asemenea să subliniem că neconcordanța dintre datele izotopice și istoria geologică a unei regiuni nu presupune numaidecît o eroare a experimentului. Nu sîntem de acord nici cu considerarea datelor izotopice în neconcordanță cu datele geologice drept nevalorificabile [8]. Dimpotrivă, orice dată izotopică obținută printr-o analiză laborioasă, indiferent de procedeul utilizat, poate fi valorificată printr-o profundă cunoaștere a evoluției geologice a regiunii studiate geocronometric, fie că pe baza ei se poate stabili vîrsta proceselor primordiale de metamorfism și magmatism, fie că se obțin indicații prețioase asupra proceselor care au intervenit ulterior.

SUR L'INTERPRÉTATION GÉOLOGIQUE DES DONNÉES OBTENUES PAR LA MÉTHODE K/Ar DANS LES CARPATES ROUMAINES

RÉSUMÉ

Pour résoudre le problème concernant l'âge des schistes cristallins de Roumanie on a utilisé aussi les méthodes de géochronologie absolue, à savoir les divers procédés de la méthode K/Ar : dosage de l'argon radiogénique par chromotographie à gaz, analyse par activation à neutrons et analyse volumétrique. La comparaison des valeurs isotopiques obtenues dans le massif de Semenic et les Carpates méridionales centrales avec les données géologiques nous permet de reprendre les discussions sur les possibilités d'interprétation des valeurs obtenues par la méthode K/Ar dans les anciens noyaux de la région du plissement alpin.

Dans les Carpates méridionales on a décelé un soubassement prébaïkalien, recouvert par les formations métamorphisées des complexes plissés baïkalien et varisque. En examinant la distribution des valeurs isotopiques sur la carte tectonique on constate que : *1*, les valeurs isotopiques ne concordent pas avec l'âge réel des schistes cristallins ; *2*, les valeurs diminuent constamment au fur et à mesure qu'on s'approche de l'important plan de charriage de la nappe gétique ; *3*, les valeurs décroissent brusquement près de la limite des massifs cristallins avec les zones sédimentaires mesozoïques.

Le diagramme de fréquence des valeurs isotopiques indique deux maxima : l'un à environ à 300 millions d'années et l'autre à 500 millions

[8] Maria Lemne, *op. cit.*, p. 352.

d'années (granitoïdes). Il s'ensuit, premièrement, que les valeurs isotopiques nous indiquent un important processus de régénération varistique du soubassement prébaïkalien, probablement au cours de la phase sudète. Deuxièmement, les valeurs de 200 et 124 millions d'années démontrent incontestablement l'influence de la reprise alpine sur le contenu de l'argon radiogénique des schistes cristallins. Ce n'est pas le métamorphisme alpin qui a engendré ce processus ; ce sont plutôt les phénomènes de cisaillement alpins qui se sont manifestés dans toute la masse gétique et plus amplement encore près du plan de charriage, ainsi que la tectonisation intense des zones marginales de massifs cristallophylliens qui favorisent la perte d'argon radiogénique.

En ce qui concerne les granitoïdes de l'Autochtone danubien, nous sommes d'avis que les valeurs isotopiques obtenues par l'analyse du feldspath potassique reflètent plutôt l'âge de leur régénération varisque, et non pas l'âge des processus métasomatiques.

BIBLIOGRAFIE

1. Codarcea Al. et Pavelescu L., *Considérations sur la genèse des roches granitoïdes de l'Autochtone danubien des Carpates méridionales*, Congr. V Assoc. géol. Carp.-Balk., Minéralogie-Pétrographie, Bucureşti, 1963, **II**.
2. Dessila-Codarcea Marcela, *Consideraţii asupra stratigrafiei genezei şi structurii formaţiunilor cristalofiliene din Carpaţii Meridionali centrali (regiunea Răşinari — Cisnădioara — Sadu)*, An. Com. geol., 1964, **XXXIV**.
3. — *Studiul geologic şi petrografic al regiunii Răşinari — Cisnădioara — Sadu*, Mem. Com. geol., 1965, **VI**.
4. — *La division des massifs cristallophylliens préalpins des Carpates roumaines*, Rev. roum. de Géol. Géophys. et Géogr., Série de Géologie, 1967, **11**, *1*.
5. Другова Г. М. и Нилов А. Н., *Полиметаморфизм докембрийских образований южной части Алданского щита и Становогo хребта*, Тр. Лаб. Докл. АН СССР, 1960, **11**.
6. Filipescu M. N. şi Vincenţiu I., *O nouă metodă pentru extragerea argonului din roci, separarea şi determinarea lui prin cromatografia de gaze în vederea stabilirii vîrstei absolute a rocilor*, Congr. V Assoc. géol. Carp.-Balk., Géologie, Bucureşti, 1963, **V**.
7. Filipescu M. N., Mănişor Elena, Solgean Alice u. Vincenţiu I., *Versuche zur Anwendung der Gas-Chromatographie zur Bestimmung des absoluten Alters der Gesteine mittels der Methode K/Ar*, Vorträge des V. Symposiums über Gas-Chromatographie in Berlin, 1965, Akad. Verlag, Berlin, 1966.
8. Ghika-Budeşti Şt., *Les Carpates méridionales centrales (Recherches pétrographiques et géologiques entre le Paring et le Negoiu)*, Ann. Inst. géol. Roum., 1940, **XX**.
9. Krummenacher D., *Népal Central. Géochronométrie des séries de l'Himalaya*, Schweiz. Min. und Petrog. Mit., 1966, **46**, *1*.
10. Manolescu Gh., *Etude géologique et pétrographique dans les Monts Vulcan*, Ann. Inst. géol. Roum., 1937, **XVIII**.
11. — *Studiul geologic şi petrografic al regiunii văii Jiului*, Mem. Secţ. şt. Acad. Rom., seria a III-a, 1937, **XII**, Mem. 6.
12. Pavelescu L. şi Pavelescu Maria, *Cercetări geologice şi petrografice în regiunea Tismana — valea Bistriţei*, Dări de seamă Com. geol., 1962, **XLVIII** (1960—1961).
13. Pavelescu L. et Răileanu Gr., *Considérations générales sur l'âge des schistes cristallins de l'Autochtone des Carpates méridionales*, Congr. V Assoc. géol. Carp.-Balk., Minéralogie-Pétrographie, Bucureşti, 1963, **II**.
14. Pavelescu L. şi Dimitrescu R., *Contribuţii la studiul structurii şi genezei masivului granitic de Tismana*, Dări de seamă Com. geol., 1966, **LII** (1964—1965), *1*.
15. Răileanu Gr., Bercia I. şi Bercia Elvira, *Asupra vîrstei unor roci granitoide din Munţii Vîlcan (Carpaţii Meridionali)*, Dări de seamă Com. Stat Geol., 1967, **LIII**, *1*.
16. Салоп Л. И., *Геологическая интерпретация данных аргонового метода определения абсолютного возраста горных пород*, Геол. и геогр. Изд. Сиб. отд. АН СССР, Новосибирск, 1963.

17. Savu H., *Structura în virgație a cristalinului munților Semenic*, Dări de seamă Com. geol., 1965, **LII** (1963–1964), *1*.
18. — *Sienitele cu nefelin de la Mălaia și poziția lor în structura cristalinului Lotrului*, Dări de seamă Com. Stat Geol., 1967, **LIII**, *III*.
19. Semenenko N. P., Desila-Codarcea Marcela, Demidenko S. G. și Zeidis B. B., *Interpretarea geologică a datelor de vîrstă absolută a formațiunilor cristalofiliene din Carpații Meridionali centrali*, St. și cerc. geol., 1963, **VIII**, *4*.
20. Soroiu M., Cerei M., Oncescu M., Damis Ana a. Mănțescu Constanța, *Determination of absolute geologic ages by the potassium-argon method, neutron activation analysis being used for determining the radiogenic argon*, Rev. roum. de Géol. Géophys. et Géogr., Série de Géophysique, 1964, **8**.
21. Soroiu M., Cerei M., Oncescu M., Damis Ana a. Mănțescu Constanța, *Radiogenic argon determination by neutron activation analysis*, Geochim. et Cosmochim. Acta, 1965.

Institutul de geologie
al
Comitetului de Stat al Geologiei.

Primită în redacție la 1 februarie 1967.

CONTRIBUȚII LA DISTRIBUȚIA CLARKEICĂ A FOSFORULUI DIN DEPOZITELE MEZOZOICE DIN PĂDUREA CRAIULUI (MUNȚII APUSENI)

DE

I. TREIBER, N. MÉSZÁROS şi E. JAKAB

55(05)

Într-un articol publicat de I. Treiber şi colaboratori s-au prezentat date asupra geochimiei fosforului din depozitele seriei marine eocene superioare între localităţile Baciu şi Mera, cu scopul identificării stratelor calcaroase-marnoase, care ar putea servi pentru amendarea solului cu $CaCO_3$ şi fosfaţi (8).

Cercetările au fost extinse mai tîrziu şi asupra unor formaţiuni mezozoice dezvoltate în Pădurea Craiului, de-a lungul văii Crişului Repede, între localităţile Bratca şi Vadu-Crişului.

D. Patrulius (4) a precizat succesiunea stratigrafică şi tectonica regiunii, cunoscute anterior în urma lucrărilor lui Fr. Hauer (1), K. Telegdi Roth (7), Th. Kräutner (2), (3) etc.

Succesiunea depozitelor werfeniene, care apar în spatele gării Bratca, pe drumul ce duce spre Vadu-Crişului, se prezintă în felul următor :

— în bază, alternanţe de gresii silicioase micacee cu argile roşii şi verzui micacee (6 m);

— gresii silicioase cenuşii-rozacee (7 m);

— gresii roşietice-violacee (4 m).

Triasicul mediu (anisian-ladinian) este format din calcare negricioase puternic diaclazate, diaclazele fiind umplute cu calcită. Aceste calcare, dispuse peste gresiile werfeniene, au fost cercetate la vest de confluenţa dintre valea Beznei şi Crişul Repede. Ele sînt urmate în succesiune de calcare cenuşii deschis.

Triasicul superior a fost studiat în vecinătatea haltei Banlaca; este reprezentat prin dolomite cenuşii cu aspect ruiniform şi calcare zaharoide cenuşii deschis nefosilifere, pe care D. Patrulius le consideră de vîrstă *carniană* şi *noriană*.

St. şi cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie t. 12 nr. 2 p. 367–374 Bucureşti 1967

Depozite liasice au fost studiate în două puncte.

S-au cercetat de asemenea carote provenite dintr-un foraj săpat pentru studierea argilelor refractare liasice. Forajul a fost executat în valea Mirişului, afluent de stînga al Crişului Repede, la circa 3,5 km în amonte de la confluenţa celor două ape.

Succesiunea se prezintă astfel:

— 5,05— 6,83 m calcar cenuşiu închis;
— 6,83—15,85 m gresie silicioasă cenuşie deschisă;
— 15,85—17,62 m argilă cenuşie închis;
— 17,62—18,72 m gresie silicioasă cenuşie închis;
— 18,72—23,50 m argile cenuşii;
— 23,50—40,95 m gresie silicioasă cenuşie;
— 40,95—42,40 m argilă cenuşie refractară;
— 42,40—45,40 m argilă roşie-violacee;
— 45,40—52,17 m gresie silicioasă roşie-violacee;
— 52,17—56,87 m argilă roşie-violacee.

Alte orizonturi ale liasicului au fost studiate la Vadu-Crişului, pe malul stîng al Crişului Repede, între fosta carieră de calcar şi digul de pe Criş. Aici, *pliensbachianul* cuprinde calcare şi calcare grezoase cenuşii, gălbui sau roşcate, cu resturi de *Gryphae cymbulum* Lamh. Peste acesta urmează *domerianul*, format din calcare negricioase cu accidente silicioase.

În fisurile calcarelor apar marne verzui glauconitice. Aceste depozite sînt foarte bogate în fosile, în special în belemniţi, *Pseudopecten aequivalvis* Sow. etc.

Toarcianul este prezent prin calcare marnoase cenuşii închis cu *Pseudogrammoceros fallaciosum* Bayle şi *Hildoceras bifrons* Brug.

Aalenianul nu a fost identificat.

Urmează, după o întrerupere, o serie care cuprinde *bathonianul* şi *callovianul inferior*, formate din calcare cenuşii închis cu concreţiuni limonitice, bogate în resturi de *Oppelia aspidoides* Opp. şi unele forme de belemniţi.

Callovianul mediu şi cel *superior* sînt formate dintr-un calcar nodulos, pe alocuri glauconitic, slab nisipos, cu resturi de ammoniţi.

Oxfordianul şi *kimmeridgianul* cuprind calcare de culoare închisă, cu accidente silicioase.

Portlandianul este reprezentat prin calcare albe sau cenuşii, masive.

Nivelul cu lentile de bauxită de pe valea Crişului Repede nu a fost întîlnit.

Cretacicul inferior cu calcare cenuşii este dezvoltat la est de formaţiunile jurasice, în apropierea peşterii, la est de falia Dealul Popii.

Rezultatele analizelor chimice. Rocile tipice analizate sînt numerotate de la 1 la 28 (tabelul nr. 1). În figura 1 am reprezentat coloana litofacială cu probele analizate; lîngă coloană s-au trecut curbele de variaţie ale oxizilor de P, Fe şi Mg.

Din figura 1 se poate constata că *marnele glauconitice* bogate în fosile prezintă un conţinut mai ridicat în fosfor, fără a se observa o interdependenţă evidentă între conţinutul de fosfor şi ceilalţi oxizi solubili în HCl.

S-au efectuat analize chimice şi din cochiliile lamelibranhiatelor, în care conţinutul de P_2O_5 variază între 0,30 şi 0,93%.

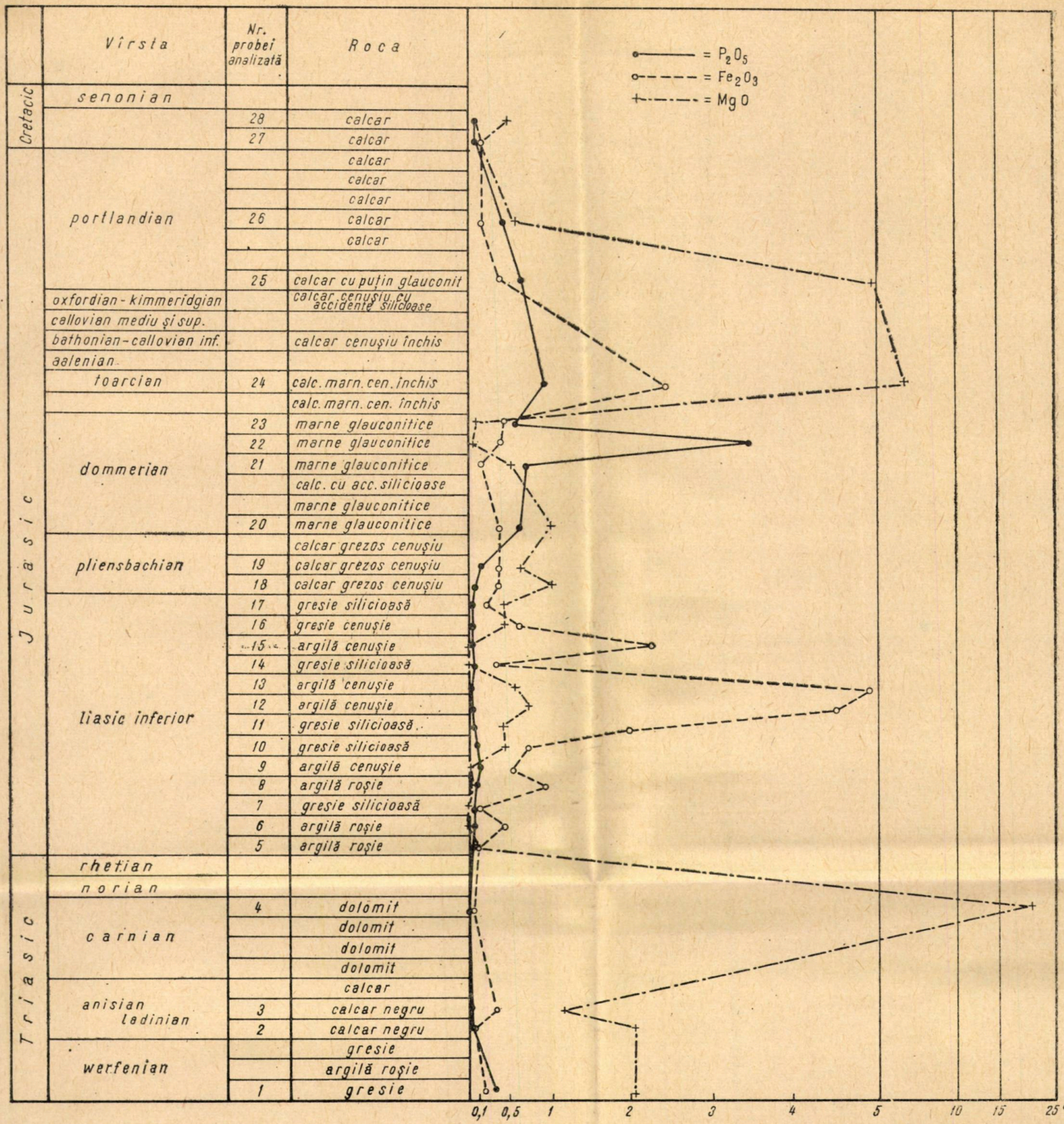


Fig. 1. — Coloana litofacială a depozitelor mezozoice din Pădurea Craiului și curbele de variație ale oxizilor de P, Fe și Mg.

Tabelul nr. 1

Chimismul rocilor din depozite mezozoice (Pădurea Craiului)

Nr. probei	Caracterizarea rocii	Oxizi (%)				Reziduu insolubil în HCl	Observații
		P_2O_5	Fe_2O_3	MgO	CaO		
28	calcar	0,068	0,08	0,55	53,78	2,50	
27	calcar	0,061	0,12	0,10	55,78	0,02	
26	calcar	0,39	0,19	0,58	52,34	5,03	
25	calcar cu puțin glauconit	0,65	0,39	5,00	42,20	13,05	
24	calcar marnos cenușiu	0,81	2,41	6,95	26,08	35,20	
23	marnă glauconitică	0,54	0,39	0,05	25,94	52,40	bogate în fosile : belemnți, *Pseudopecten aequivalvis* etc.
22	marnă glauconitică	3,43	0,19	—	24,88	55,39	
21	marnă glauconitică	0,92	0,39	0,50	41,71	21,90	
20	marnă glauconitică	0,61	0,41	1,00	39,96	24,40	
19	calcar grezos cenușiu	0,15	0,39	0,60	34,25	37,00	
18	calcar grezos cenușiu	0,065	0,39	1,00	50,47	7,40	
17	gresie silicioasă	0,037	0,29	0,40	0,35	98,03	
16	gresie cenușie	0,035	0,69	0,76	0,70	96,30	
15	argilă cenușie	0,026	2,26	—	0,56	96,00	
14	gresie silicioasă	0,040	0,39	—	0,70	98,26	
13	argilă cenușie	0,10	4,89	0,55	0,63	92,83	
12	argilă cenușie	0,08	4,39	0,75	0,77	92,68	
11	gresie silicioasă	0,076	1,99	0,40	1,12	94,55	
10	gresie silicioasă	0,079	0,79	0,45	0,07	98,30	
9	argilă cenușie	0,11	0,59	—	0,56	98,40	
8	argilă roșie	0,098	0,83	0,05	0,70	97,59	
7	gresie silicioasă	0,089	0,12	—	0,28	99,20	
6	argilă roșie	0,15	0,47	—	0,98	96,05	
5	argilă roșie	0,17	0,12	0,10	0,35	98,00	
4	dolomit	—	0,09	19,52	32,42	1,00	
3	calcar negru	0,08	0,41	1,21	47,67	11,00	
2	calcar negru	0,06	0,09	2,01	15,17	4,20	
1	gresie	0,396	0,21	2,03	0,55	94,50	

Pentru a ne da seama de legea de distribuire a fosforului în rocile mezozoice din Pădurea Craiului, am construit diagrama de frecvență (fig. 2), folosind cele 28 de analize.

Maximul curbei de frecvență se găsește în limita 500 — 1 000 g/t. Ramura stîngă a curbei este abruptă, pe cînd cea din dreapta se prelungește pînă la circa 10 000 g/t, sporadic s-au determinat 30 000 g/t.

Analiza termodiferențială. Termogramele probelor studiate prezintă șase configurații principale și caracteristice (fig. 3).

Termograma 1, cu un efect mic și bine accentuat la 573°C, prezintă curba obținută cu probele *grezoase* (probele 1, 7, 10, 11, 14, 16 și 17). Termograma 2, cu cele două efecte endoterme la 120 și 550°C, caracterizează probele *argiloase* (probele 5, 6, 8, 9, 12, 13 și 15). Termograma 3 a *marnelor*, în afară de efectul datorat calcitului, mai prezintă un efect mic la 120°C, datorat materialului *argilos* (probele 20, 21, 22 și 23). Termograma 4, cu cele două efecte endoterme, în jur de 750 și 900°C, reprezintă curba probelor *dolomitice* (proba 4). Termograma 5, de asemenea cu două efecte endoterme — unul însă mai mic în jur de 700°C, iar altul la 900°C — , indică

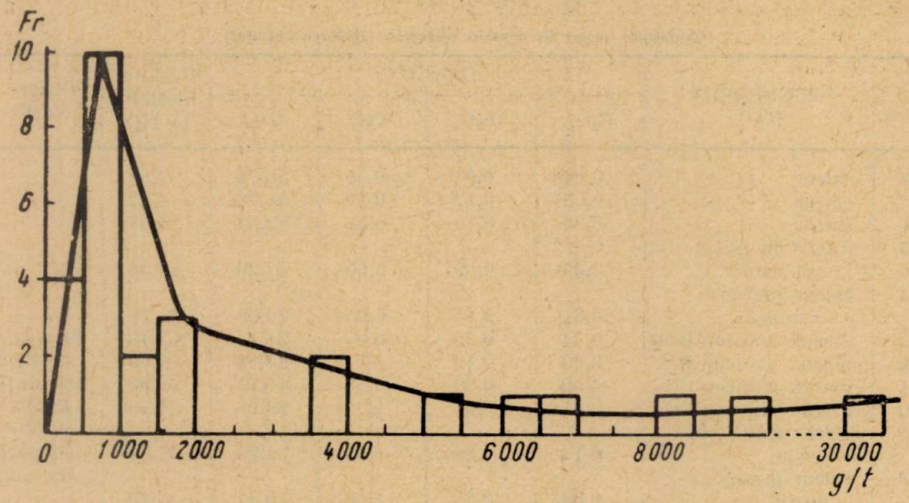


Fig. 2. — Diagrama de frecvență a conținutului în P_2O_5.

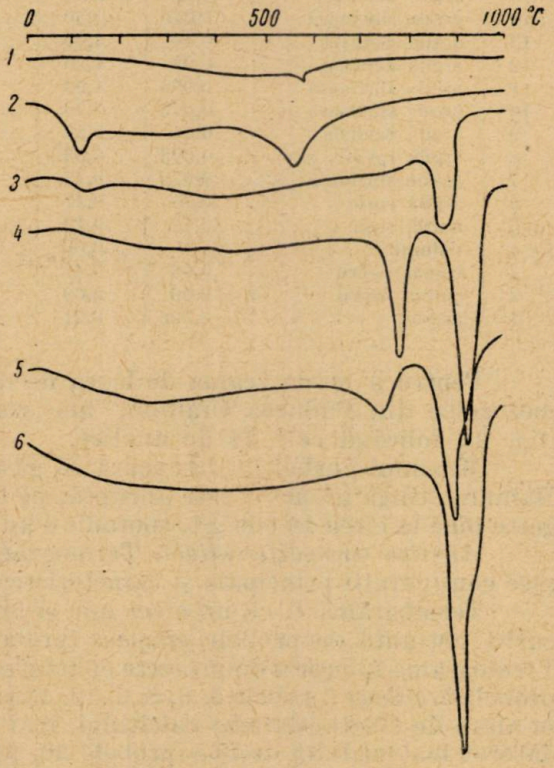


Fig. 3. — Configurația curbelor ATD ale rocilor mezozoice din Pădurea Craiului.

un proces de *dolomitizare* (probele 24 şi 25). Termograma 6, cu efectul endoterm bine accentuat în jur de 900°C, corespunde probelor *calcaroase* (probele 2, 3, 26, 27 şi 28) şi calcarelor grezoase (probele 18 şi 19). Urmărind distribuţia fosforului în cele şase varietăţi de roci separate cu ajutorul

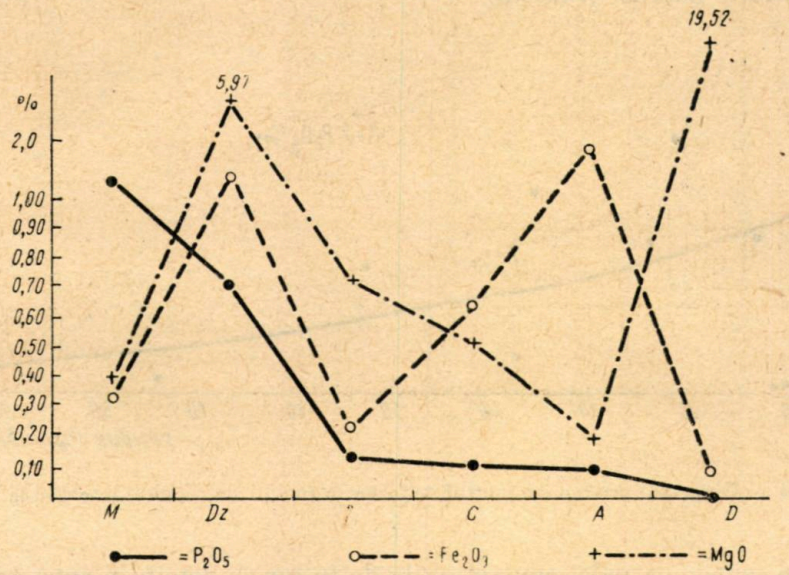


Fig. 4. — Diagrama de variaţie a fosforului la cele şase tipuri de roci separate prin metoda ATD.

analizei termice diferenţiale (ATD), se observă următoarele: conţinutul cel mai ridicat îl au marnele cu glauconit, $M_4 = 1{,}37\%$ P_2O_5 (cantitatea glauconitului este însă mică, indeterminabilă cu metoda ATD). Varietăţile de roci dolomitizate prezintă de asemenea un conţinut de fosfor ridicat, $M_2 = 0{,}73$. Calcarele cu $M_7 = 0{,}125$, gresiile cu $M_7 = 0{,}107$ şi argilele cu $M_7 = 0{,}105$ au un conţinut mai scăzut în fosfor.

Din diagrama de variaţie a valorilor medii a P_2O_5 pentru cele şase tipuri de roci separate prin metoda ATD (fig. 4) în funcţie de valorile medii ale Fe_2O_3 şi MgO în aceste roci, nu rezultă o fixare a acidului fosforic printr-un proces de absorbţie într-un mediu coloidal cu hidroxizi de Fe şi Mg.

Tabelul nr. 2

Rezultatele analizei roentgenografice a probei 22

d/n	i	d/n	i
10,06	i	2,28	s
7,19	i	2,09	s
4,51	s	1,91	s
3,84	fs	1,87	s
3,55	fs	1,84	s
3,32	fi	1,72	fs
3,04	fi	1,53	s
2,80	fs	1,50	s
2,71	fs	1,44	fs
2,58	s	1,40	fs
		1,37	s

Analiza roentgenografică. Pentru a ne da seama de compoziţia mineralogică a probei cu conţinutul cel mai ridicat în fosfor, aceasta a fost supusă analizei roentgenografice în condiţii de lucru standard (tabelul nr. 2).

Din datele acestei analize reiese că, pe lîngă liniile caracteristice ale calcitului, cuarţului, caolinitului (d/n = 7,19, 3,55) şi glauconitului (observat la microscop), mai apar şi liniile collofanului. Pe baza liniilor d/n = 2,80, 2,71, 2,28, 1,91, 1,87 şi 1,72, deducem că ar fi o varietate carbonatată numită *francolit.*

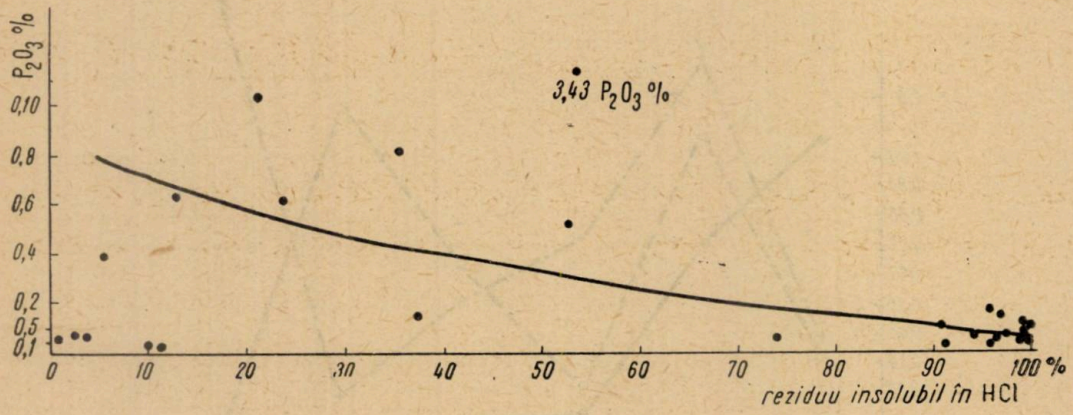


Fig. 5. — Diagrama privind conţinutul de fosfor în funcţie de reziduul insolubil în HCl.

În mările actuale, concreţiunile de fosfor se depun în zona şelfului, în cele mai multe cazuri la adîncime de 80 — 1 000 m. După literatura de specialitate, fosfatul separat este un apatit de fluor, deşi într-un kilogram de apă de mare se găsesc 20 g Cl faţă de numai 0,0014 g F şi circa 0,0001 g PO_4^{3-}. Apatitul cu fluor este mai stabil, deoarece ionul de fluor se situează cu uşurinţă între cei trei ioni de Ca aflaţi într-un plan al reţelei apatitului, în timp ce ionul de clor, mai mare, tinde să lărgească reţeaua.

Francolitul este o combinaţie chimică ce se separă într-un mediu mai puţin aerisit. De aici rezultă că mediul de depunere a sedimentelor fosfatice are un potenţial de oxidare mai mic, cuprinzînd predominant fierul bivalent. În consecinţă, concentraţiile fosfatice examinate s-au format într-un mediu lipsit de oxigen, prin transformarea compuşilor de fosfor din vieţuitoare în francolit, care s-a concentrat neregulat în vecinătatea fosilelor. Acest fapt este dovedit de diferenţa de conţinut în fosfor dintre fosile (0,30 — 0,92% P_2O_5) şi roca înconjurătoare (0,61 — 3,43% P_2O_5).

Comparînd conţinutul reziduului insolubil în HCl, care reprezintă în cea mai mare parte material detritic, cu conţinutul în fosfor al sedimentelor examinate (fig. 5), rezultă că fosforul prezintă, cu rare excepţii, o tendinţă de scădere o dată cu creşterea cantităţii reziduului. Aceasta se datoreşte faptului că fosforul din aceste depozite are îndeosebi origine biogenă. Tocmai acele nivele care sînt bogate în fosile arată un conţinut mai ridicat în fosfor, ceea ce confirmă justeţea constatărilor lui C. W. Correns în această privinţă.

CONCLUZII

Concentrațiile cele mai importante de fosfor se găsesc în marnele glauconitice bogate în fosile (domerian), fără a se observa o interdependență evidentă între conținutul de fosfor și ceilalți oxizi solubili în HCl, respectiv reziduul insolubil în HCl.

Ținînd seama de parageneza lor cu faciesul glauconitic, fosfații s-au format la un potențial redox scăzut.

Conținutul fosforului crește de la rocile dolomitice la marnele glauconitice.

Concentrațiile fosfatice sînt de origine biogenă. Fosfatul prezent este un collofan carbonatat (francolit), care s-a format prin spălarea fosforului din fosile și prin concentrarea în primul rînd în jurul acestora.

Constatăm că conținutul în fosfor al depozitelor mezozoice de la Pădurea Craiului în general este aproape același ca și al rocilor calcaroase dolomitice din România, studiate de M. Savul și C. Botez (5), și al depozitelor seriei marine eocene superioare dintre localitățile Baciu și Mera, studiate de noi.

Depozitele domerianului însă ar putea să fie obiectul unei cercetări mai amănunțite, roca servind pentru amendarea solului cu $CaCO_3$ și fosfor.

CONTRIBUTION À LA DISTRIBUTION CLARKÉIQUE DU PHOSPHORE DANS LES DÉPÔTS MÉSOZOÏQUES DE PĂDUREA CRAIULUI (MONTS APUSENI)

RÉSUMÉ

L'objet du présent travail est la géochimie du phosphore des dépôts mésozoïques de Pădurea Craiului. Les accumulations de phosphore les plus importantes se trouvent dans les marnes glauconieuses riches en fossiles (le Domérien), sans qu'on puisse constater une interdépendance évidente entre la teneur en phosphore et celle en autres oxydes solubles en HCl, respectivement le résidu insoluble en HCl. Vu leur paragenèse avec le faciès glauconieux, il faut conclure que les phosphates se sont formés à des valeurs basses du potentiel d'oxydoréduction.

La teneur en phosphore augmente à partir des dolomies vers les marnes glauconieuses. Les accumulations phosphatiques sont d'origine biogène. Le phosphate est un collophane carbonaté (francolite), formé par la lévigation du phosphore des fossiles et par son accumulation d'abord autour de ceux-ci. On constate que la teneur en phosphore des dépôts mésozoïques de Pădurea Craiului est en général presque égale à celle des calcaires, des dolomies, etc. de la République Socialiste de Roumanie, étudiés par M. Savul et C. Botezi (1955) et à celle des dépôts de la série marine éocène supérieure situés entre les localités Baci et Mera, que nous avons étudiés.

Les dépôts domériens pourraient pourtant être l'objet d'une investigation plus détaillée, les roches pouvant servir pour l'amendement du sol avec du $CaCO_3$ et du phosphore.

BIBLIOGRAFIE

1. Hauer Fr., *Über die geologische Beschaffenheit des Köröstales*, Jahrbuch d.k.k. geol. R. A., 1852, **III**.
2. Kräutner Th., *Etudes géologiques dans la Pădurea Craiului*, C.R. Inst. géol. Roum., 1941, **XXV** (1936—1937).
3. — *Die geologischen Verhältnisse des östlichen Teiles der Pădurea Craiului*, Bul. Soc. rom. geol., 1939, **IV**.
4. Patrulius D., *Contribuţii la studiul geologic al Pădurii Craiului (comunicare preliminară)*, Dări de seamă Com. geol., 1953, **XL**.
5. Savul M. şi Botez C., *Geochimia fosforului în R.P.R. Distribuţia clarkeică a fosforului în biotite*, St. şi cerc. şt., Acad. R.P.R., Filiala Iaşi, seria I, 1955, **VI**, *3—4*.
6. Savul M. et Ianovici V., *Géochimie des éléments majeurs dans les roches carbonatées de Roumanie*, Congr. Intern. de Géol., Copenhaga, 1960.
7. Telegdi Roth K., *Die nördliche und südliche Seite des Rézgebirges*, Jahresb. d.h. Ung. Geol. R.A., 1913.
8. Treiber I., Mészáros N., Bálint E. şi Jakab E., *Contribuţii la distribuţia clarkeică a fosforului din depozitele seriei marine eocene superioare între localităţile Baci şi Mera (vest de Cluj)*, St. şi cerc. geol., 1965, **10**, *1*.

Universitatea „Babeş-Bolyai" Cluj,
Catedra de mineralogie.

Primită în redacţie la 2 octombrie 1965.

CORELAȚII ÎNTRE TEMPERATURA DE CRISTALIZARE A BLENDEI ȘI CONȚINUTUL SĂU ÎN MANGAN

DE

V. POMÎRLEANU și A. MOVILEANU

55(05)

Una dintre cele mai actuale probleme ale geochimiei proceselor hidrotermale este aceea care se referă la găsirea unor regularități de distribuție a elementelor minore în diverse minerale din zăcămintele metalifere și temperatura de formare a mineralelor.

Cercetările elaborate pînă în prezent în acest domeniu au dus la o serie de rezultate importante cu privire la stabilirea unei zonalități de distribuție a elementelor minore în corpurile de minereu (6), la stabilirea unor corelații între conținutul de fier și temperatura de formare a blendei, la stabilirea unor relații între conținutul de fier și conținutul de mangan din blendă (4) etc.

Încercări cu caracter informativ au indicat că ar exista o corelație între conținutul de mangan și temperatura de formare a blendei. Astfel, R. E. Stoiber (5) presupune că blendele cu conținut scăzut de mangan s-au format la temperaturi mai joase, iar cele cu conținut relativ mai crescut de mangan s-au format la temperaturi mai ridicate. Mai tîrziu, Verne C. Fryklund, Jr. Fletcher și D. Janet (1) și, recent, Verne C. Fryklund (2) arată că dintre elementele minore din blendă foarte probabil numai manganul poate servi ca indicator de temperatură.

În lucrarea de față, autorii, bazîndu-se pe un număr de 392 de analize geotermometrice, efectuate pe 47 de secțiuni din cristale de blendă, colectate din mai multe filoane ale zăcămîntului Capnic, și pe un număr de 50 de dozări ale conținutului de mangan din blendă, efectuate în majoritate pe aceleași probe pe care s-au obținut și măsurătorile geotermometrice, ajung la stabilirea unor corelații între conținutul de mangan din blendă, adîncimea relativă și temperatura de formare a acestui mineral.

St. și cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie t. 12 nr.2 p. 375–380. București, 1967

Datele geotermometrice s-au obţinut prin studiul incluziunilor fluide din blendă, determinîndu-se temperatura de omogenizare a fazelor lichid-vapori prin încălzire sub microscop.

Analiza chimică a manganului s-a făcut colorimetric, folosindu-se ca oxidant periodatul de potasiu (3).

S-a studiat blenda din trei filoane principale ale zăcămîntului Capnic : Gutin (Petru şi Pavel), Kelemen şi Iosif. Pe baza analizelor geotermometrice şi chimice s-au construit mai multe diagrame, pe filoane şi orizonturi, care au dus la evidenţierea unor relaţii între conţinutul de mangan din blendă şi temperatura de formare a acestui mineral.

a. **Analiza geotermometrică.** În tabelul nr. 1 sînt prezentate datele de analiză geotermometrică a blendei pe filoane şi orizonturi.

Tabelul nr. 1

Variaţia temperaturilor de omogenizare a incluziunilor fluide din cristalele de blendă

Filonul	Orizontul	Nr. determinărilor	Temperatura (°C)		
			limitele	media aritmetică	maximul de frecvenţă
Gutin (Petru şi Pavel)	+100	55	258—276	267	270—275
		23	241—259	250,1	245—250
	0	12	253—261	256	255—260
	—100	27	295—306	298,8	295—300
Kelemen	+100	28	243—264	253	250—255
	0	31	242—273	257	255—260
	—100	83	248—274	259	255—265
Iosif	+100	43	246—267	258	255—260
	—100	90	260—294	272	270—275

Cu ajutorul datelor de amănunt s-au construit histogramele temperaturilor de omogenizare ale incluziunilor fluide din blendă pe cristale izolate, histograme pentru probe colectate din mai multe puncte de pe acelaşi orizont, şi în cele din urmă curbe de frecvenţă pentru orizonturile fiecărui filon. Reţinem, pentru a ilustra relaţiile observate, cazul curbelor de frecvenţă pentru filoanele Kelemen şi Iosif.

La filonul Kelemen (fig. 1), maximul de frecvenţă pentru orizontul +100 este de 250—255°C, iar pentru orizontul —100 între 255 şi 265°C, limitele temperaturilor de cristalizare (tabelul nr. 1) fiind destul de restrînse, între 243 şi 264°C pentru orizontul +100 şi între 248 şi 274°C pentru orizontul —100.

La filonul Iosif (fig. 2) se observă de asemenea o creştere evidentă a temperaturii de cristalizare a blendei o dată cu adîncimea. Astfel, la orizontul +100 limitele sînt cuprinse între 246 şi 267°C (tabelul nr. 1) şi maximul de frecvenţă între 255 şi 265°C, iar pentru orizontul —100 limitele

se află între 260 şi 294°C (tabelul nr. 1) şi maximul de frecvenţă între 270 şi 275°C.

b. **Distribuţia conţinutului de mangan.** În total au fost efectuate un număr de 50 de analize chimice ale conţinutului de mangan din blendă,

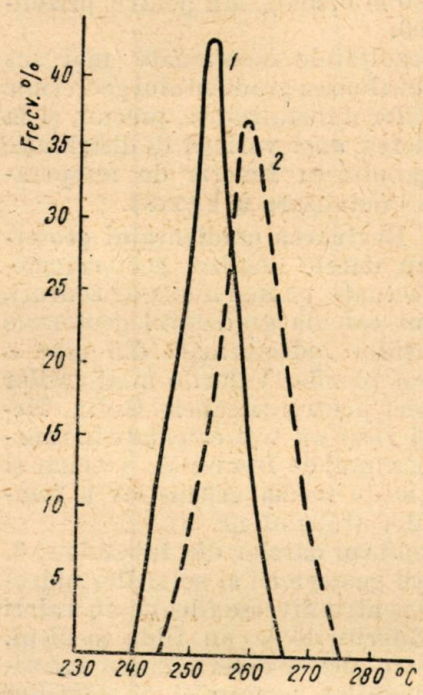


Fig. 1. — Curbele de frecvenţă ale temperaturilor de cristalizare a blendei de la filonul Kelemen; *1*, orizontul + 100; *2*, orizontul —100.

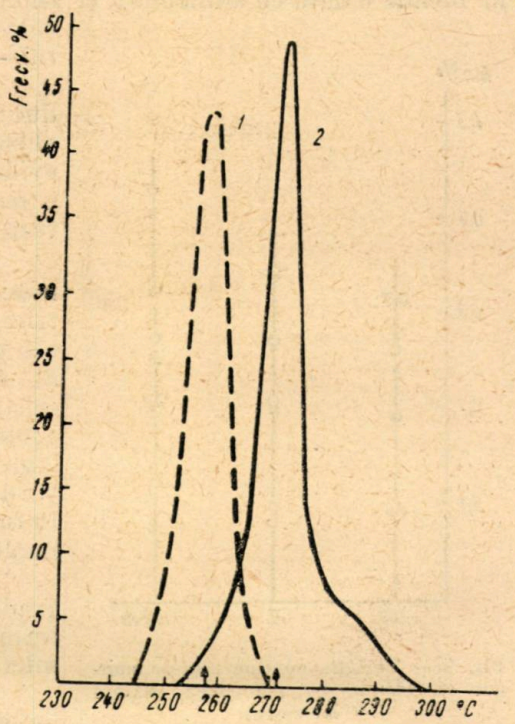


Fig. 2. — Curbele de frecvenţă ale temperaturilor de cristalizare a blendei de la filonul Iosif; *1*, orizontul +100; *2*, orizontul — 100.

în mare parte pe aceleaşi probe care au fost studiate din punct de vedere geotermometric.

Pentru ilustrare prezentăm datele de la filonul Kelemen (tabelul nr. 2).

Tabelul nr. 2

Conţinutul de mangan din blendă (filonul Kelemen)

Orizontul	Nr. probei	Mn%	Orizontul	Nr. probei	Mn%	Orizontul	Nr. probei	Mn%
	751	0,091		686	0,350		788	0,218
	752	0,091		689	0,090		789	0,435
	745	0,262		692	0,270		790	0,205
	743	0,320		690	0,210		791	0,218
+100	749	0,091	0	694	0,080	—100	822	0,125
	666	0,320		711	0,200		704	0,320
							708	0,270
	media	0,194		media	0,200		media	0,256

Distribuţia manganului în blenda din filonul Kelemen este reprezentată în figura 3. Pe abscisă sînt trecute orizonturile, iar pe ordonată conţinutul de mangan (%).

Din figura 3 se constată o creştere a conţinutului mediu de mangan în blendă o dată cu adîncimea, şi anume de la 0,194% Mn pentru orizontul +100 la 0,256% Mn pentru orizontul —100.

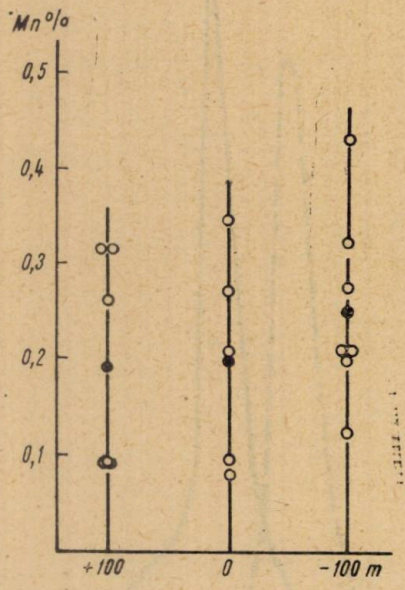


Fig. 3. — Variaţia conţinutului de mangan în blendă cu adîncimea (filonul Kelemen).

Rezultatele menţionate mai sus duc la evaluarea gradientului geotermic al soluţiilor mineralizante, precum şi la evidenţierea unei variaţii de distribuţie a manganului în funcţie de temperatura de cristalizare a blendei.

c, **Evaluarea gradientului geotermic.** Din datele analizei geotermometrice efectuate pe mai multe orizonturi, s-a putut calcula gradientul geotermic al soluţiilor hidrotermale din care a cristalizat blenda. Valorile gradienţilor geotermici pentru filoanele Gutin, Kelemen şi Iosif au fost calculate în funcţie de maximul de frecvenţă, precum şi în funcţie de media aritmetică a temperaturilor (tabelul nr. 3).

Conform datelor din tabelul nr. 3, gradienţii geotermici ai soluţiilor hidrotermale pentru diverse filoane au valori mici şi diferite de la un filon la altul.

Între altele, determinarea valorilor gradienţilor geotermici ai soluţiilor mineralizante are şi o însemnătate practică. Astfel, valorile relativ mici ale gradienţilor ar arăta că mineralizaţia din zăcămîntul cercetat îşi păstrează caracteristicile şi în orizonturile mai adînci [1].

Tabelul nr. 3

Gradienţii geotermici ai soluţiilor mineralizante de la unele filoane din zăcămîntul Capnic

Filonul	Gradientul geotermic (°C/100 m)	
	pentru temperatura corespunzătoare maximului de frecvenţă	pentru temperatura medie
Gutin	10	11
Kelemen	5	6
Iosif	7,5	7

d. **Variaţia distribuţiei manganului şi a temperaturii de cristalizare a blendei.** Această variaţie apare destul de evidentă; în cuprinsul unui

[1] N. P. Ermakov, Comunicare verbală, 1965.

filon, se observă o creştere sistematică a conţinutului de mangan o dată cu temperatura de formare a blendei (fig. 4). Fiecare punct din figura 4, corespunzător temperaturii, reprezintă media aritmetică a mai multor determinări.

Variaţii ale temperaturii de cristalizare a blendei se observă şi la acelaşi orizont. Astfel este cazul filonului Gutin (tabelul nr. 1) la orizontul + 100.

Această constatare presupune că suprafeţele izoterme ale spaţiului de circulaţie a soluţiilor hidrotermale, în cadrul aceluiaşi filon, n-au fost orizontale.

Ca o consecinţă, în limitele aceluiaşi orizont la un filon dat (fig. 3) se observă şi variaţii ale conţinutului de mangan.

Histogramele şi curbele de frecvenţă construite pe baza determinărilor geotermometrice, precum şi diagramele construite după datele analitice asupra conţinutului de mangan din blendă arată că procesul de umplere filoniană pentru acelaşi filon a avut loc într-un interval larg de temperatură, soluţiile caracterizîndu-se printr-un chimism variabil de la un orizont la altul.

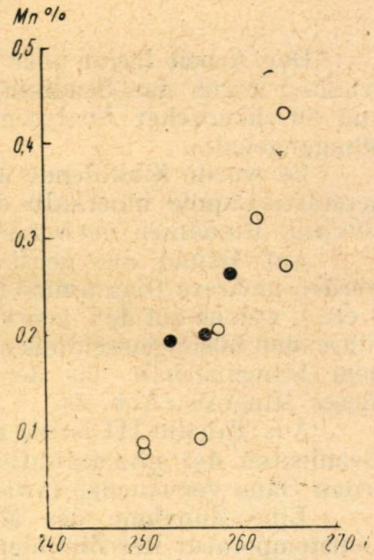


Fig. 4. — Corelaţia dintre conţinutul de mangan din blendă şi temperatura de cristalizare a acesteia (filonul Kelemen, zăcămîntul Capnic).

De asemenea, diagramele prezentate arată că procesul de umplere filoniană a decurs în condiţii variate de temperatură şi chimism pentru un anumit nivel de la mai multe filoane. Astfel, comparînd diagramele din figurile 1 şi 2, rezultă că la orizontul +100 pentru filonul Kelemen maximul de frecvenţă al temperaturilor este de 250—255°C, iar pentru filonul Iosif de 255—260°C; la orizontul —100, pentru Kelemen este de 255 —260°C şi pentru Iosif de 270—275°C. Variaţii mai mari pentru maximul de frecvenţă al temperaturilor se găsesc la orizontul —100 al filonului Gutin, şi anume între 290 şi 300°C.

Conţinutul de mangan în blendă pentru acelaşi nivel la diverse filoane de asemenea variază în limite restrînse. Astfel, la orizontul +100, pentru filonul Gutin conţinutul de mangan variază între 0,137 şi 0,162% Mn, iar pentru acelaşi orizont la filonul Iosif între 0,112 şi 0,250% Mn.

Concluzii. Din cele menţionate pe baza analizei chimice şi geotermometrice asupra blendei se desprind următoarele concluzii:

Valorile mici ale gradienţilor geotermici ai soluţiilor hidrotermale presupun că mineralizaţia îşi păstrează caracteristicile (din punct de vedere economic) către orizonturile mai adînci, neexploatate încă.

Există o corelaţie strînsă între conţinutul de mangan al blendei şi temperatura sa de cristalizare; în acest sens se constată creşterea sistematică a conţinutului mediu de mangan al blendei o dată cu adîncimea, paralel cu creşterea temperaturii.

KORRELATIONEN ZWISCHEN DER KRYSTALLISIERUNGSTEMPERATUR DER ZINKBLENDE UND SEINEM MANGANGEHALT

ZUSAMMENFASSUNG

Der Arbeit liegen über 454 geothermometrische Daten zu Grunde, erhalten durch das Studium der Flüssigkeitseinschlüsse der Zinkblende und 50 chemischer Analysen (kolorimetrisch) für die Bestimmung des Mangangehalts.

Es wurde Zinkblende aus vier Gängen der hydrothermalen Erzlägerstätte Capnic innerhalb der metallogene Provinz des neogenen Eruptivs aus Rumänien verwendet.

Auf Grund der geothermometrischen und chemischen Analysen werden mehrere Diagramme der Gänge und Horizonte gebaut (Abb. 1, 2, 3 etc.), welche auf den geothermischen Gradienten der mineralisationsführenden Lösungen schließen lassen, ebenfals auf die Korrelation zwischen dem Mangangehalt aus der Zinkblende und der Bildungstemperatur dieses Minerals (Abb. 4).

Aus Tabelle III ist zu ersehen, daß die Werte der geothermischen Gradienten der mineralisationsführenden Lösungen klein sind und für jeden Gang verschieden (zwischen 5° und 10°/100 M).

Eine Zunahme des Mangangehaltes mit steigender Krystallisationstemperatur der Zinkblende wurde bei wachsender Teife festgestellt.

BIBLIOGRAFIE

1. Fryklund Verne C., Fletcher Jr. a. Janet D., *Geochemistry of sphalerite from the star mine, Coeur d'Alene district, Idaho*, Economic Geology, 1956, **51**, *3*.
2. Fryklund Verne C., *Ore deposits of the Coeur d'Alene district Shoshone county, Idaho*, Geological Survey Professional Paper 445, 1964.
3. Книпович Ю. Н. и Морачевский Ю. В., *Анализ минерального сырья*, Ленинград, 1956, 369.
4. Радкевич Р. О., Клицова А. П. и Котельникова Л. Л., *К геохимии сфалеритов садонского месторождения (Северный Кавказ)*, Геохимия, 1963, *5*.
5. Stoiber R. E., *Minor elements in sphalerite*, Economic Geology, 1940, **35**, *4*.
6. Трошин Ю. П. и Кусакина Л. В., *Горизонтальная и вертикальная зональность распределения редких элементов в полиметаллических месторождениях. Геохимия рудных месторождений*, Москва, 1964.

Secţia de geochimie a
Academiei Republicii Socialiste România,
Filiala Iaşi

Primită la redacţie la 7 mai 1966.

CONTRIBUȚII LA STUDIUL MINERALOGIC AL ARGILELOR REFRACTARE DE LA ȘUNCUIUȘ (REG. CRIȘANA)

DE

I. TREIBER și I. BEDELEAN

55(05)

Refractaritatea argilelor din formațiunile liasice de la Șuncuiuș au atras de mult atenția, ducînd la studii variate pentru clarificarea problemelor legate de geologia, stratigrafia și petrografia acestor depozite a căror importanță economică este astăzi considerabilă.

În studiul de față redăm rezultatele cercetărilor noastre asupra a două varietăți de argile — diferite din punct de vedere calitativ — recoltate din unul din sectoarele de exploatare a argilelor refractare. Am căutat să aprofundăm în special problema compoziției lor mineralogice, prin analize chimice, termodiferențiale, roentgenografice și electronomicroscopice făcute probelor brute și în deosebi asupra fracțiunii fine separate prin sedimentare.

Pentru orientare redăm succint cîteva indicații geologice.

Zăcămîntul de argile refractare din perimetrul Șuncuiuș este cantonat în formațiunile liasicului inferior (3), (5), (6), (7).

Liasicul este dezvoltat în faciesul de Gresten (strate de gresii cu intercalații de argilă și strate subțiri cărbunoase).

În succesiune, în bază apare un orizont de argile roșii cu blocuri de calcare remaniate din norian. Urmează apoi depozitele liasice propriu-zise, gresii cuarțoase cu intercalații de argile refractare.

Argilele formează cîteva orizonturi, în partea inferioară a complexului grezos. Stratele sînt larg ondulate și au grosimi variabile, iar argilele sînt colorate în alb, alb-cenușiu, negru. Argilele refractare se succed în strate uneori bine distincte, al căror număr ajunge la 20, prezentînd grosimi cuprinse între 0,30 și 8 m.

La Șuncuiuș, argilele refractare se dezvoltă în trei sectoare mai importante.

St. și cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie t. 12 nr. 2 p. 381–386 București 1967

În sectorul Banlaca, cel mai important, explorat pînă în 1959 pe o suprafaţă de 14,2 km ^{2}, numărul stratelor este variabil, maxim 7, iar grosimea lor medie de 1,50 m. Argila din acest sector are o refractaritate ridicată.

În sectorul Recea, explorat pe o suprafaţă de 12,5 km^2, se cunosc 11 strate, cu grosimea medie de 1,50 m; refractaritatea argilelor este variabilă.

În sectorul Dumbrava, explorat pe o suprafaţă mai mică (4,3 km^2) sînt 4 strate continue, cu grosimea medie de 1,90 m; calitatea argilei este asemănătoare cu cea întîlnită în celelalte sectoare.

Materialul studiat a fost recoltat din sectorul Banlaca şi cuprinde două probe deosebite din punct de vedere calitativ. Am făcut următoarele notări: A — argilă brută de culoare alb-cenuşie, cu stratificaţie evidentă, unsuroasă; A_1 — fracţiunea argiloasă sub 0,001 mm a argilei A; B — argilă brută, de culoare brun-cenuşie, stratificaţie la fel evidentă, mai aspră; B_1 — fracţiunea argiloasă sub 0,001 mm a argilei B.

Analize chimice globale pentru fracţiunile A_1 şi B_1 au fost efectuate în Laboratorul catedrei de mineralogie (tabelul nr. 1).

Tabelul nr. 1

Analiza chimică a fracţiun lor argiloase 0,001 mm de la Şuncuiuş

Oxizi (%) \ Sort	Proba A_1	Proba B_1
SiO_2	42,45	41,14
Al_2O_3	28,54	23,70
Fe_2O_3	1,99	4,99
MgO	1,26	2,07
CaO	2,98	3,50
MnO	urme	0,13
K_2O	4,20	3,28
Na_2O	3,77	4,005
TiO_2	0,93	1,40
P_2O_5	0,19	0,21
P.c.	13,30	13,88
Umid.	1,52	0,57
Oxizi liberi		
Al_3O_2	0,1432	0,4626
Fe_2O_2	0,0303	3,4216

Se poate observa asemănarea dintre cele două probe în privinţa conţinutului de SiO_2; în schimb acestea prezintă deosebiri apreciabile în privinţa conţinutului de fier, magneziu şi aluminiu şi oscilaţii mai mici pentru sodiu şi potasiu.

În tabelul nr. 2 dăm, pentru aceleaşi probe, datele obţinute prin

Tabelul nr. 2

Raportul molecular obţinut din analiza chimică globală a fracţiunii fine Φ < 0,001 mm (Al_2O_3 = 1)

Oxizi (%) \ Sort	Proba A_1	Proba B_1
SiO_2	2,54	2,66
Al_2O_3	1	1
Fe_2O_3	0,044	0,043
$\frac{SiO_2}{R_2O_3}$	2,43	2,55

calculul raportului molecular al argilei.

Absenţa liniilor cuarţului în roentgenogramă şi a efectului marcat la 573°C în curbele termice, atestă lipsa cuarţului în probele analizate. Sesquioxizii liberi au fost dozaţi prin metoda complexometrică. Astfel valoarea $SiO_2 : R_2O_3$ corespunde raportului molecular pentru substanţa argiloasă.

Acest raport are valoarea de 2,43; cum pentru caolinit acest raport este 2 şi pentru mineralele din grupele hidromicei şi montmorillonitului

3—4, rezultă că probele analizate (cu valori 2,43 și 2,55) reprezintă amestecuri de caolinit, illit și montmorillonit.

Conținutul ridicat de K_2O pledează și pentru prezența unui mineral din grupa hidromicei — illitul. Luînd în considerare faptul că illitul are un conținut de circa 6% K_2O, putem aprecia că în proba noastră conținutul de illit se ridică pînă la 50—55%, fiind mai mare în proba A_1.

Tabelul nr. 3

Rezultatele analizei roentgenografice ale argilei refractare de la Șuncuiuș

Proba A_1		Proba B_1		Proba A		Proba B	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
fs	9,213	i	7,2109	fs	8,238	i	7,132
i	7,232	fs	4,9496	i	7,142	fs	5,244
fs	5,016	fi	4,520	fs	4,997	fs	4,489
i	4,4736	fs	3,7962	s	4,439	s	4,2934
fs	3,799	fi	3,5676	fs	4,1935	i	3,5177
fi	3,599	fi	3,3700	fs	3,838	fi	3,2385
s	3,355	fi	3,0272	fi	3,565	s	2,7928
i	3,0255	fs	2,7899	fi	3,340	fs	2,6794
fs	2,7049	fs	2,7089	fs	2,990	i	2,5827
fi	2,5741	fi	2,5803	fs	2,816	s	2,4662
fs	2,4875	fs	2,4762	fi	2,563	s	2,3514
s	2,3514	s	2,3635	fs	2,500	fs	2,2761
fs	2,1257	fs	2,2504	i	2,333	fs	2,1946
fs	2,6626	fs	2,1378	fs	2,2094	i	2,1457
i	2,525	fs	2,6675	s	2,1233	i	2,5279
fs	2,4312	s	2,5552	fi	2,4505	fs	2,4273
fs	2,3566	fs	2,4296	fs	2,4146	fi	2,3223
fs	1,7842	fs	2,3867	s	2,3202	s	1,7826
i	1,6628	fs	2,3332	s	1,7804	i	1,6687
fs	1,5459	s	1,6614	fi	1,656	fi	1,5376
fi	1,4937	fs	1,5885	i	1,5387	i	1,4940
fs	1,4537	fs	1,5536	fi	1,4860	fs	1,4547
fs	1,4292	i	1,4979	s	1,4521	fs	1,4218
s	1,3384	fs	1,4587	s	1,4264	fi	1,3733
s	1,2878	fs	1,4274	i	1,3708	fs	1,3437
fs	1,2608	fs	1,3767	fs	1,3363	s	1,2864
s	1,2413	fs	1,3440	fs	1,3057	s	1,2552
		fs	1,2906	s	1,2829	fs	1,2380

Notă. fi = foarte intens; i = intens; s = slab; fs = foarte slab.

Analizele roentgenografice ale probelor brute și ale fracțiunilor A_1 și B_1 au fost efectuate cu metoda pulberilor (condițiile expunerii: diametrul camerei 57 mm, anticatoda de Co, filtrul de Fe, 6 mA, 50 kW, timpul expunerii 8 ore). Roentgenogramele obținute arată oarecari deosebiri (tabelul nr. 3). Liniile de ordin inferior ale probelor A și A_1 cu d/n între 7,142 și 7,232 Å indică prezența mineralelor din grupa caolinitului, iar cele cu d/n între 8,238 și 9,213 Å prezența mineralelor din grupa hidromicei.

Liniile de ordin superior cu d/n în jur de 2,33, 1,65, 1,48, 1,37 Å corespund acelorași minerale la care se adaugă eventual monotermitul (pus în evidență prin liniile foarte intense cu d/n de 3,340, 2,563 și 1,538 Å). După R. E. Grim, A. N. Liamina și E. V. Roșcova monotermitul este un amestec de illit și caolinit. În plus apar și liniile sericitului, dar ele sînt mai slabe și mai puține.

În afară de liniile caolinitului probele B şi B_1 indică şi pe cele ale montmorillonitului şi sepiolitului.

În materialul brut al celor două varietăţi au fost identificate pe roentgenogramă liniile care corespund sericitului şi cuarţului, iar pentru varietatea B şi cea a limonitului, ceea ce explică şi prezenţa în analiza chimică a unui conţinut mai ridicat de oxid de fier.

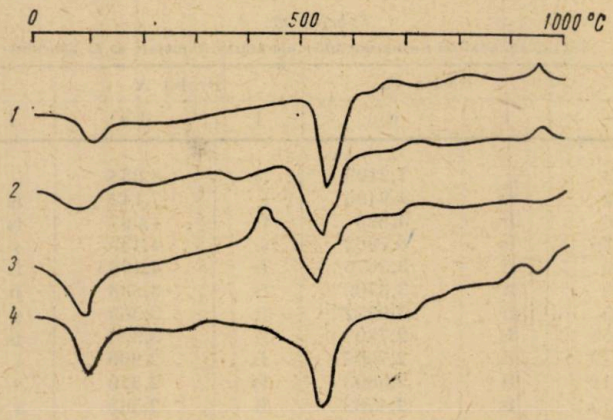


Fig. 1. — Curbele termodiferenţiale ale argilei refractare de la Şuncuiuş :
1, proba A ; *2*, proba A_1 ;
3, proba B ; *4*, proba B_1.

Analizele termodiferenţiale s-au efectuat de asemenea pentru cele două varietăţi. Configuraţia curbelor se prezintă diferit, în raport cu conţinutul mineralelor argiloase (fig. 1).

Caracteristică pentru toate termogramele este prezenţa vîrfului endoterm accentuat între 500 şi 600°C, a vîrfurilor mai puţin pregnante între 900 şi 1 000°C, precum şi a vîrfurilor endoterme la 100 şi 700°C. Numai la proba B se observă un efect exoterm între 400 şi 500°C indicînd prezenţa oxidului de fier (fig. 1, *3*). Efectul cuarţului apare la o temperatură ceva mai ridicată, ceea ce s-ar datora însă şi prezenţei caolinitului.

Prezenţa montmorillonitului în cantităţi mari în proba B este subliniată şi de apariţia efectului de deshidratare mai accentuat în jur de 100°C şi a efectului mai puţin accentuat în jur de 700°C.

Analizele termodiferenţiale confirmă prezenţa caolinitului şi illitului în probele A şi A_1 (fig. 1, *1* şi *2*), şi a caolinitului şi montmorillonitului în probele B şi B_1 (fig. 1, *3* şi *4*).

Analize electronomicroscopice efectuate pentru fracţiunile A_1 şi B_1 confirmă prezenţa mineralelor din grupa caolinitului, illitului, montmorillonitului şi sepiolitului.

Aproape în toate figurile se pot observa cristale hexagonale izometrice sau alungite de caolinit, eventual dickit. Agregatele formate din particule izometrice colţuroase, netransparente cu conturul net, indică prezenţa illitului ; cele netransparente cu margini şterse, în formă de nori, arată montmorillonitul, iar bastonaşele subţiri indică prezenţa sepiolitului.

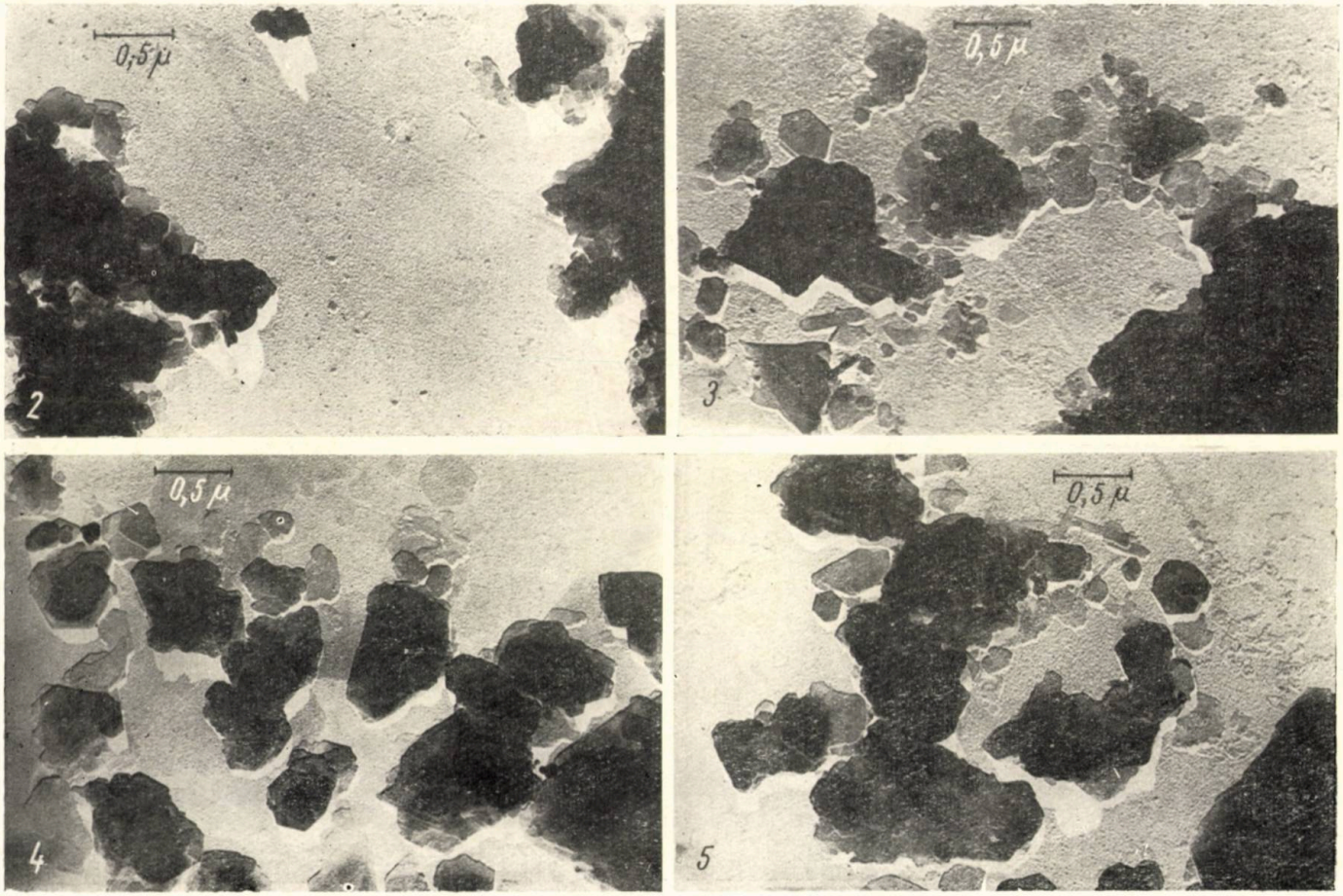


Fig. 2—5. — Foto electronomicroscopice ale fracțiunii argiloase <0,001 mm de la Șuncuiuș (proba A_1).

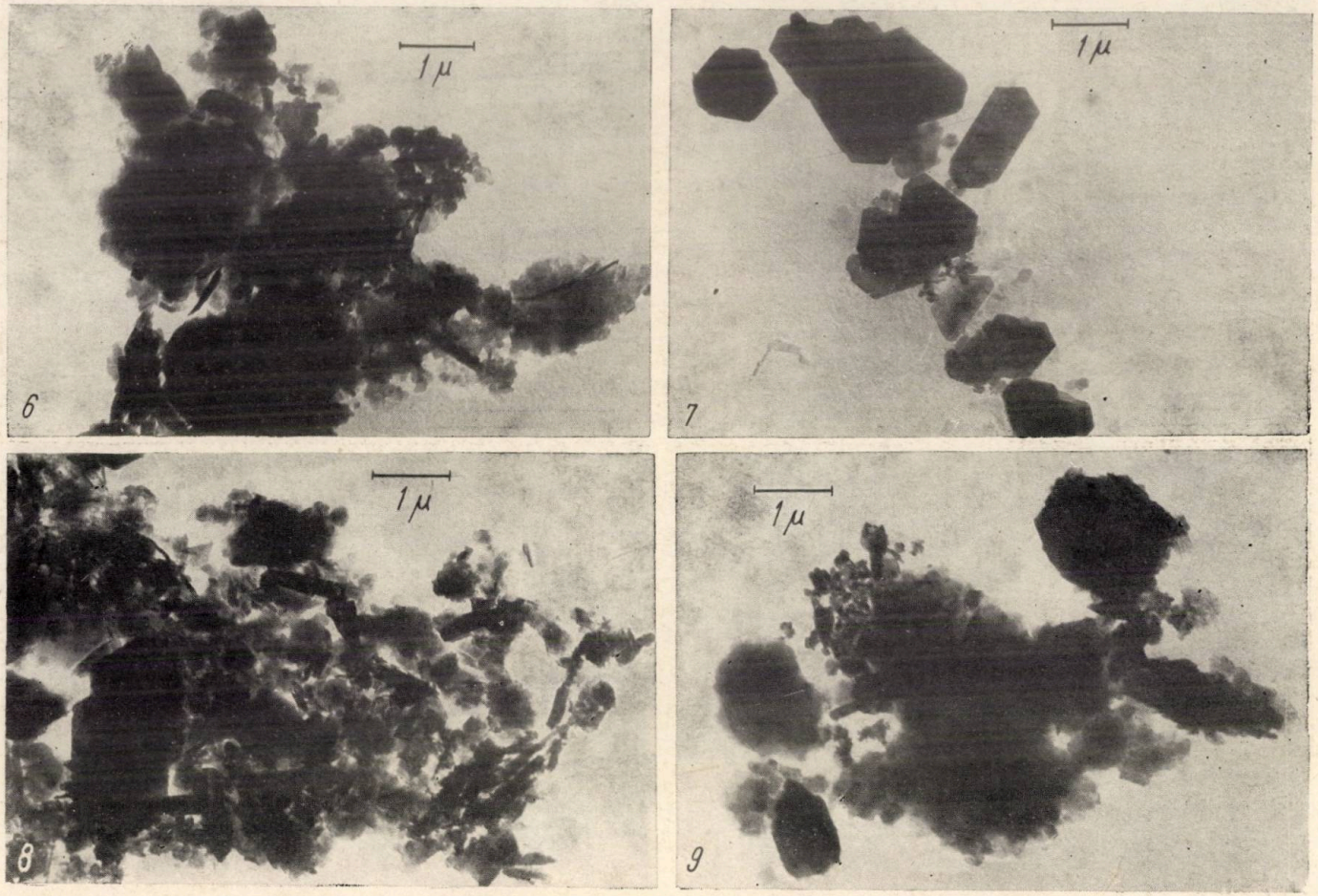


Fig. 6—9. — Foto electronomicroscopice ale fracțiunii argiloase <0,001 mm de la Șuncuiuș (proba B_1).

Se pot observa unele deosebiri între cele două varietăți, astfel în fracțiunea A_1 alături de caolinit apar în cantități mai mari cristale de illit și subordonat montmorillonit (pl. I, 2, 3, 4 și 5) pe cînd în fracțiunea B_1 montmorillonitul se găsește în cantități mai mari alături de primele două (pl. II, 6, 7, 8 și 9) și în plus este semnalată prezența sepiolitului.

CONCLUZII

Fracțiunea argiloasă, sub 0,001 mm din argila refractară de la Șuncuiuș este formată din caolinit, illit, montmorillonit, monotermit și sepiolit, cu o compoziție cantitativă diferită în cele două varietăți analizate. În varietatea A_1 — argilă alb-cenușie — predomină caolinitul și illitul, mai puțin montmorilonitul și eventual mai apare monotermitul (pus în evidență numai prin analiza roentgenografică). În varietatea B_1 — argilă brun-cenușie — predomină alături de caolinit montmorillonitul și mai puțin illitul; de asemenea s-a pus în evidență sepiolitul atît prin analize roentgenografice, cît și la microscopul electronic.

În afară de aceste minerale argiloase, în roca brută apar încă muscovit, sericit, cuarț și limonit.

CONTRIBUTION À L'ÉTUDE MINÉRALOGIQUE DES ARGILES RÉFRACTAIRES DE ȘUNCUIUȘ (RÉGION DE CRIȘANA)

RÉSUMÉ

Le gisement d'argile réfractaire du périmètre de Șuncuiuș, région de Crișana, est cantonné dans les formations liassiques inférieures.

Dans la présente note on expose les résultats des analyses chimiques, röntgénographiques, thermodifférentielles et de microscopie électronique, obtenus par les auteurs, qui ont effectué une étude sur deux catégories d'argile, qualitativement différentes (blanche-grise, symbole A_1 et brune-grise, symbole B_1) de la fraction argileuse aux dimensions au-dessus de 0,001 mm, ainsi que de quelques analyses sur les échantillons bruts (symboles A et B), en vue d'obtenir des données comparatives.

Les minéraux argileux mis en évidence dans les échantillons analysés appartiennent au groupe des phyllosilicates et ils sont représentés par les termes suivants : Kaolinite, illite, montmorillonite, monotermite et sépiolite. Quantitativement, le rapport de ces minéraux dans les deux catégories est différent.

Ainsi, dans la catégorie A_1 prédomine la Kaolinite, à côté de laquelle apparaissent des cristaux d'illite et la montmorillonite. Dans la deuxième catégorie, B_1, c'est au contraire la montmorillonite qui prédomine; la kaolinite et la sépiolite étant aussi présentes. L'échantillon brut contient également de la muscovite, du quartz et de la limonite.

BIBLIOGRAFIE

1. Grim R. E., *Clay mineralogy*, New York, Londra, Toronto, 1953.
2. Гринсбург И. И., *Ближайшие задачи при решении важнейших проблем минералогии глин*, в Сб. « Материалы совещания по использованию глин», Львов, 1957.
3. Krăutner Th., *Etudes géologiques dans la Pădurea Craiului*, C. R. Inst. géol. Roum., 1941, **XXV**.
4. Лямина А. Н. и Рошкова Е. В., *К минералогии часовярской глины*. Тр. ВИМК, нов. сер., 1949, *1*.
5. Patrulius D., *Contribuţiuni la studiul geologic al Pădurii Craiului*, Dări de seamă Com. geol., 1956, **XL**.
6. Pauliuc S., *Contribuţiuni la studiul depozitelor mezozoice din regiunea Remeţi — Pădurea Craiului*, An. Univ. Buc., 1958, *17*.
7. Răileanu Gr., *Cercetări geologice în regiunea Roşia (Munţii Pădurea Craiului)*, An. Univ. Buc., 1956, *12*.

Universitatea „Babeş-Bolyai”,

Catedra de geologie — mineralogie.

Primită în redacţie 10 iunie 1965.

UNITATEA SUPRAGETICĂ ÎN CARPAȚII MERIDIONALI

DE

ACADEMICIAN AL. CODARCEA, M. LUPU, MARCELA DESSILA-CODARCEA
și DENISA LUPU

55(05)

Datele noi obținute ca urmare a studiului terenurilor cristalofiliene din partea centrală a Carpaților Meridionali, ca și recenta identificare a triasicului inferior în Valea-lui-Stan (Brezoi), sînt de natură să readucă în discuție unele idei privind istoria alpină a acestui teritoriu.

Autorii notei consideră că datele existente sînt suficiente pentru a se putea preconiza în teritoriul amintit, și chiar în Carpații Meridionali în ansamblu, existența unei unități superioare pînzei getice, pentru care se propune denumirea de unitate supragetică.

Pentru ca această unitate să poată fi mai bine conturată este necesară, în primul rînd, analiza posibilităților de corelare a depozitelor eotriasice din Valea-lui-Stan cu unul din domeniile de facies ale triasicului carpatic și, în al doilea rînd, analiza tectonică a seriilor cristalofiliene din Carpații Meridionali centrali.

Cea mai apropiată regiune în care sînt cunoscute apariții la zi ale unor formațiuni eotriasice cu facies asemănător celor din Valea-lui-Stan este aceea din împrejurimile Brașovului, unde succesiunea începe prin conglomerate și gresii cuarțitice intercalate cu șisturi argiloase, urmate de șisturi calcaroase negricioase și calcare de Guttenstein și, în sfîrșit, de calcare albe ladiniene. M. Săndulescu (18) consideră că seria triasică amintită, a cărei grosime este de aproximativ 700 m, reprezintă o formațiune depusă într-o zonă de sedimentare cu caracter de fosă, al cărei fundament era constituit din șisturi cristaline de tip Leaota, și că la partea ei inferioară ar putea cuprinde și perimetrul.

La N și NV de domeniul de facies amintit, pe masivul cristalin al Gîrbovei, care reprezintă de fapt prelungirea cristalinului Făgărașului, se cunosc dolomite campiliene și anisiene, facies ce caracterizează domeniul

St. și cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie t. 12 nr. 2 p. 387–392 București 1967

bucovinic, care în perioada respectivă de timp constituia o zonă ridicată, rudiment al Carpaţilor Orientali (14).

La nord de domeniul de facies bucovinic, triasicul este cunoscut în Munţii Perşani în faciesul său transilvan, care la nivelul campilian-anisianului este asemănător celui din regiunea Braşov.

Ca atare, posibilităţile de corelare a depozitelor eotriasice din Valea-lui-Stan cu cele mai apropiate formaţiuni similare ar putea fi căutate fie în domeniul de sedimentare transilvan, fie în cel din împrejurimile Braşovului. În această privinţă, atît datele referitoare la stratigrafia şi faciesul depozitelor mezozoice, în general, cît şi, după cum se va vedea în continuare, cele de ordin tectonic pledează în favoarea corelării triasicului din Valea-lui-Stan cu cel din regiunea Braşov şi a existenţei, în consecinţă, a unui domeniu getic de sedimentare, care se întindea din zona Reşiţa pînă în regiunea Braşovului.

Se constată astfel că atît triasicul din regiunea Braşovului, cît şi cel din Valea-lui-Stan aparţin unei unităţi care suportă tectonic o stivă de roci cristaline, avînd în bază gnaise de tip Cozia—Cumpăna, care constituie tocmai fundamentul triasicului dolomitic.

Atrage totodată atenţia faptul că atît în triasicul domeniului getic, cît şi în cel de la Braşov lipsesc termenii superiori, probabil ca efect al unei faze kimmerice vechi (faza labinică). În acest sens, despre triasicul din Valea-lui-Stan (reprezentat doar prin werfenian) nu se pot face însă nici un fel de presupuneri, întrucît el suportă tectonic gnaisul de Cozia, care ar putea să acopere partea superioară a succesiunii sale.

Recenta identificare a callovianului cu kosmoceratide la baza calcarelor neojurasice de la Ohaba-Ponor (2) denotă existenţa şi la acest nivel stratigrafic a domeniului de facies care unea regiunea Rucărului cu Bazinul Haţeg şi se continua apoi la VSV spre zona Reşiţa.

La nivelul neocretacicului, faciesurile din regiunea văii Oltului prezintă de asemenea multe asemănări cu cele din regiunea Braşov, printre care şi prezenţa unor formaţiuni cu rudişti la nivelul campanianului şi maastrichtianului.

În acest fel ajungem şi la necesitatea de a analiza, în al doilea rînd, structura şisturilor cristaline din regiune, din această analiză rezultînd şi implicaţii privind întregul teritoriu al Carpaţilor Meridionali.

În regiunea din imediata vecinătate a versantului de V al văii Oltului, A. Streckeisen (21) menţionează existenţa unei linii de încălecare, orientată N—S şi avînd o vergenţă vestică, linie de-a lungul căreia sînt afectate şi calcare mezozoice. În concepţia autorului menţionat, această falie de încălcare reprezintă contactul dintre pînza getică şi cristalinul Făgăraşului, acesta din urmă interpretat ca una din unităţile superioare pînzei getice. Şt. Ghika-Budeşti (11) contestă existenţa faliei amintite mai sus, constatînd totodată apartenenţa la rocile cristalofiliene a calcarelor presupuse mezozoice.

În ultimii ani, M. Dessila-Codarcea (6), (7), (8), (9), efectuînd studii de detaliu în regiunea defileului Oltului, constată, pe de o parte, că falia figurată de A. Streckeisen reprezintă în realitate o discordanţă a unei serii epimetamorfice pe o serie mezometamorfică, iar pe de altă parte descrie, pentru prima dată, o puternică linie de încălecare, orientată N—S, de-a lungul căreia complexe mezometamorfice,

avînd uneori în bază gnaise de tip Măgura (aparținînd cristalinului Cumpăna—Cozia), sînt suportate de complexe epimetamorfice. În această regiune, la partea superioară a stivei epimetamorfice, a fost pusă în evidență în împrejurimile localității Rășinari o serie caracterizată printr-o litologie și un metamorfism specific, aparținînd probail paleozoicul inferior (seria de Rășinari). Unitatea șariată a fost denumită de autor unitatea Oltului.

Datorită lipsei formațiunilor sedimentare, vîrsta acestui sistem ruptural a fost atribuită unei faze de orogeneză din paleozoic, specificîndu-se și posibilitatea reactivării sale în ciclul orogen alpin.

Se constată totodată existența unei zone de imbricații ce însoțește linia de încălecare amintită, zonă în care structurile în solzi au, ca și dislocația principală, vergențe vestice, care în regiunea Cisnădioara—Rășinari se curbează către NV.

La terminația sudică a acestui sistem ruptural se situează triasicul din Valea-lui-Stan, care se dispune pe o serie mezometamorfică de tip Lotru și suportă, la rîndul său, tectonic gnaisul de Cozia.

În acest fel, necontestîndu-se vîrsta inițială paleozoică a acestor dislocații, se confirmă și presupunerea reactivării lor în timpul ciclului alpin.

Certitudinea existenței unei tectonici alpine de amploare la Carpații Meridionali centrali pune și problema extinderii ei în teritoriile învecinate.

Către V, în Munții Sebeșului, L. Pavelescu (15) semnalează existența unei puternice tectonici rupturale care, ca și sistemul plicativ din regiune, mulează conturul semiferestrei Parîngului și se continuă în falia Oltului. Evident că, prin lipsa unor formațiuni sedimentare, vîrsta sistemelor rupturale din Masivul Sebeș nu a putut fi precizată, dar este ușor de presupus că, indiferent de vîrsta lor inițială, exista și o reactivare alpină din moment ce se presupune continuarea lor în regiunea defileului Oltului.

În această privință remarcăm faptul că propunerea lui Șt. Ghika-Budești (11) de a se păstra noțiunea lui Gh. Murgoci și L. Mrazec privind o pînză getică unitară nu și-a găsit justificare în urma cercetărilor efectuate la V de Olt în ultimii ani (M. Dessila-Codarcea, 1966). Dislocațiile puse în evidență de L. Pavelescu constituie și ele un argument în favoarea acestei idei.

În acest cadru nu trebuie uitată nici falia inversă cu vergență sudică, de-a lungul căreia depozitele neojurasice și cretacice din regiunea Ponor—Fizești suportă tectonic gnaise oculare. Această falie, a cărei continuare estică și vestică nu este încă urmărită, se înscrie, după toate probabilitățile, în zona de imbricații amintită.

Mai spre V este cunoscut contactul tectonic dintre cristalinul din Masivul Poiana Ruscăi și depozitele părții de nord a Depresiunilor Hațeg și Rusca-Montană, care se continuă cu falia ce delimitează la V zona Reșița.

În sectorul estic al Carpaților Meridionali, contactul tectonic dintre gnaisul de Cumpăna—Holbav și cristalinul mezozonal Ezer—Păpușa (10) se prelungește și la limita cu terenurile neocretacice, vergența sa fiind sud-estică. Faptul că spre S și V nu sînt date care să confirme continuarea

acestei fracturi nu exclude posibilitatea prezenţei ei, ci doar pe aceea a unei reluări mai recente.

Din însumarea acestor date rezultă existenţa în Carpaţii Meridionali a unui edificiu structural complicat, în care pînza getică suportă, la rîndul ei, tectonic, o unitate superioară, unitatea supragetică, alcătuită din şisturi cristaline, avînd de multe ori în bază un pachet de gnaise de tip Cozia.

După datele existente la ora actuală, amploarea maximă a încălecării unităţii supragetice peste cea getică nu depăşeşte 2 km, ceea ce nu exclude însă posibilitatea ca iniţial ea să fi fost mai mare şi ulterior o parte a acestei unităţi să fi fost îndepărtată prin eroziune.

Un alt element care se face remarcat este faptul că contactul dintre unitatea supragetică şi cea getică apare în anumite porţiuni (Munţii Sebeşului) sub forma unor imbricaţii sau falii în releu, şi nu sub aceea a unei dislocaţii unice.

Continuitatea zonei de facies a mezozoicului din regiunea Braşov spre V (Haţeg, Reşiţa), precum şi faptul că această unitate suportă unitatea supragenetică, în care faciesurile depozitelor mezozoice sînt de tip bucovinic (16), pune de la sine problema corelării unităţii supragetice cu pînza bucovinică. De fapt, I. P. Voiteşti (22) considera cristalinul Locva ca făcînd parte din pînza bucovinică, iar de curînd I. Băncilă (1) figurează pe schiţa tectonică a Carpaţilor Orientali şi segmentul estic al Carpaţilor Meridionali, în care se distinge conturul unei unităţi superioare celei getice (limita ei trece la N de cristalinul Coziei), fără însă a o denumi.

Un element în plus care pledează în favoarea posibilităţii de corelare a pînzei bucovinice cu unitatea supragetică este vîrsta austrică a şarierii lor. Astfel, la izvoarele Văii-lui-Stan, depozite conglomeratice aparţinînd albianului (după date inedite ale lui Gr. Popescu) sau poate vraconianului acoperă discordant şi trnasgresiv contactul dintre gnaisul de Cozia şi formaţiunile triasice. Deoarece, după datele existente, nu este posibil să se precizeze dacă unitatea la care ne referim reprezintă cu adevărat continuarea pînzei bucovinice sau dacă nu se dispune în releu, autorii preferă să o denumească drept „unitate supragetică".

Cu excepţia Carpaţilor Meridionali centrali, unde nu există date precise, linia de contact dintre unitatea supragetică şi cea getică a fost reluată pînă în miocen.

În regiunea terminaţiei estice a Munţilor Făgăraşului, M. Săndulescu (18) consideră ultima împingere a gnaisului de Cumpăna—Holbav drept laramică, datorită faptului că cele mai noi depozite afectate sînt cele senoniene. Această reluare trebuie legată însă de cauze locale privind tectonica regiunii interne a curburii Carpaţilor Orientali.

În partea de V a Carpaţilor Meridionali, unitatea supragetică vine în contact cu depozitele neocretacice şi paleogene ale Depresiunilor Haţeg şi Rusca-Montană. Datorită lipsei unor depozite mai noi, nu se poate preciza dacă această reluare nu este în realitate mai nouă, miocenă, aşa cum este cazul cu segmentul sudic al dislocaţiei (falia Oraviţa). Astfel, la sud de Dunăre, pe teritoriul R. S. F. Iugoslavia, B. Šikošek şi B. Maksimović (19) dovedesc, cu ajutorul unor date de foraj, o încălecare de aproximativ 10 km a cristalinului Locvei pe terenurile

sedimentare reprezentînd continuarea sudică a zonei Reșița, terenuri care la partea lor superioară includ acvitanianul.

Această reluare tîrzie trebuie pusă pe seama subîmpingerii pintenului valah, subîmpingere deosebit de activă în timpul miocenului, cînd de altfel a fost creat și sistemul disjunctiv al Kraiștidelor. Amploarea deosebită a încălcării cristalinului Locvei pe continuarea sudică a zonei Reșița în mare parte se datorează, probabil, forței de subîmpingere a pintenului valah, care în acest sector este perpendiculară pe direcțiile structurale. Cu cît ne deplasăm spre N, amploarea încălecării devine mai mică, luînd treptat caracterul unei falii inverse abrupte.

Concluzii. Autorii presupun existența în Carpații Meridionali a unei unități superioare pînzei getice, unitatea supragetică.

Vîrsta șariajului unității supragetice este austrică, corelîndu-se în acest fel cu punerea în loc a pînzei bucovinice.

Contactul dintre unitatea supragetică și cea getică a fost, în parte, reluat pînă în miocen (falia Oravița).

L'UNITÉ SURGÉTIQUE DES CARPATES MÉRIDIONALES

RÉSUMÉ

Les nouvelles données offertes par l'étude des terrains cristallophylliens des Carpates méridionales centrales, ainsi que la récente découverte du Trias inférieur dans la même région (Valea lui Stan, Brezoi), ont permis aux auteurs de préconiser l'existence dans les Carpates méridionales, d'une unité tectonique supérieure à la nappe gétique, l'unité supragétique.

L'examen des possibilités de corrélation des faciès du Trias inférieur de Valea lui Stan avec ceux du Trias inférieur de la région de Brașov, ainsi que des faciès des dépôts mésozoïques du domaine gétique en général, suggèrent aux auteurs l'existence, pendant le Mésozoïque, d'un domaine de faciès couvrant la zone de Reșița-Moldova Nouă, les bassins de Rusca Montană et de Hațeg, jusqu'aux régions du mont Vînturarița et de Brașov. On constate, de même, que les dépôts éotriasique de Valea lui Stan, ainsi que ceux de la région de Brașov, appartiennent à une unité tectonique chevauché par une masse de schistes cristallins qui constitue, à son tour, le soubassement d'un Trias à faciès dolomitique, le Trias de type bucovinique.

Vers l'ouest, les dislocations connues dans la vallée de l'Olt se continuent dans les monts de Sebeș et dans les failles qui limitent vers le nord les bassins de Hațeg, Rusca Montană et puis se prolongent vers le sud-ouest, dans la faille d'Oravița.

Il en résulte que l'édifice structural des Carpates méridionales est compliqué par le fait que la nappe gétique est chevauchée, à son tour, par l'unité supragétique.

D'après les auteurs, le chevauchement de l'unité supragétique s'est manifesté pendant la phase autrichienne.

L'unité supragétique peut être mise en corrélation avec la nappe bucovinique des Carpates orientales, dont elle représente le prolongement on bien un relais. Vers l'ouest, la ligne du chevauchement supragétique rejoint le Miocène.

Les auteurs considèrent que la sous-poussée de l'éperon valaque constitue une des causes principales de ces mouvements.

BIBLIOGRAFIE

1. Bănilă I., *Geologia Carpaţilor Orientali*, Edit. ştiinţifică, Bucureşti, 1958.
2. Boldur C. şi Stilla A., *Malmul inferior din regiunea Ohaba-Ponor (Haţeg) cu privire specială asupra Callovianului superior cu Kosmoceras*, Dări de seamă Com. geol., 1967, **LIII**, *1*.
3. Codarcea Al., *Etude géologique et pétrographique de la région Ocna de Fer-Bocşa Montană (Banat, Roum.)*, Ann. Inst. géol. Roum., 1931, **XV**.
4. — *Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du Plateau de Mehedinţi*, Ann. Inst. géol. Roum., 1940, **XX**.
5. Кодарча Ал., *Геологическое развитие южных Карпат*, Бюл. Московского общества, 1964, *2*.
6. Dessila-Codarcea, *Contribuţii la stratonomia şi tectonica şisturilor cristaline ale Carpaţilor Meridionali centrali la V de Olt*, St. şi cerc. geol., 1961, **VI**, *3*.
7. — *Contribuţii la cunoaşterea structurii formaţiunilor metamorfice din regiunea Brezoi — Călineşti — Robeşti*, Com. Acad. R.P.R., 1962, **XII**, *5*.
8. — *Consideraţii asupra stratigrafiei, genezei şi structurii formaţiunilor cristalofiliene din Carpaţii Meridionali centrali (reg. Răşinari — Cisnădioara — Sadu)*, An. Com. geol., 1964, **XXXIV**, *1*.
9. — *Studiul geologic şi petrografic al regiunii Răşinari — Cisnădioara — Sadu*, Mem. Inst. geol., 1965, **VI**.
10. Gherasi N., Manilici V. şi Dimitrescu R., *Studiul geologic şi petrografic al masivului Ezer — Păpuşa*, An. Com. geol., 1966, **XXXV**.
11. Ghika-Budeşti Şt., *Les Carpates méridionales centrales*, An. Inst. géol., 1940, **XX**.
12. Lupu D. şi Lupu M., *Prezenţa werfenianului în Carpaţii Meridionali centrali (Valea-lui-Stan)*, acest volum, 461.
13. Murgoci Gh. şi Voiteşti I. P., *Discuţiune asupra tectonicii Văii lui Stan*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1911, **II**.
14. Patrulius D., *Dorsala dolomitică, rudiment al Carpaţilor Orientali în timpul Triasicului*, Dări de seamă Com. geol., 1966, **LII**, *2*.
15. Pavelescu L., *Cercetări geologice şi petrografice în Munţii Sebeş*, An. Com. geol., 1955, **XXVIII**.
16. Răileanu Gr., Patrulius D., Bleahu M. şi Năstăseanu S., *Probleme fundamentale ale geologiei mezozoicului în România*, Dări de seamă Com. geol., 1966, **LII**, *2*.
17. Răileanu Gr., Năstăseanu S. şi Dincă Al., *Geologia regiunii cuprinse între V. Nerei şi Dunăre*, St. şi cerc. geol., 1961, **VI**, *1*.
18. Săndulescu M., *Structura geologică a terenurilor mezozoice de la exteriorul masivului cristalin al Făgăraşului*, Dări de seamă Com. geol., 1966, **LII**, *2*.
19. Šikošek B. et Maksimović B., *Essai de l'origine de l'histoire structurale de la Serbie orientale entre le Danube et le Timoc*, Bull. Mus. d'Hist. Nat., seria A, 1966, **19—20**.
20. Stille H., *Der geotektonische Werdegang der Karpathen*, Beihefte zum Geol. Jahrbuch, 1953, *8*.
21. Streckeisen A., *Sur la tectonique des Carpates méridionales*, An. Inst. geol. Rom., 1934, **XVI**.
22. Voiteşti I. P., *Aperçu synthétique sur la structure des régions carpatiques*, Rev. Muz. geol. min. al Univ. Cluj, 1929, **III**, *1*.

Academia Republicii Socialiste România
şi
Comitetul de Stat al Geologiei.

Primită în redacţie la 1 februarie 1967.

LIMITA MIOCEN-PLIOCEN ÎN BAZINUL TRANSILVANIEI

DE

A. VANCEA

MEMBRU CORESPONDENT AL ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

55(05)

Cercetările geologice efectuate în regiunea domurilor gazeifere din Bazinul Transilvaniei de către geologii de la Întreprinderea de gaz metan au constituit o documentație serioasă și deosebit de prețioasă pentru cunoașterea cuvetei interne din punct de vedere stratigrafic și structural. S-au stabilit chiar de la început două elemente stratigrafice importante : tuful de Bazna de la limita pliocen-miocen și tuful de Ghiriș de la limita sarmațian-buglovian, precum și alte repere stratigrafice cu caracter regional sau local.

Urmărind linia pliocen-miocen, considerată ca linie de creastă a formelor anticlinale, s-a reconstituit relieful inițial al domurilor, determinîndu-se trăsăturile structurale de amănunt ale cuvetei. Prin lucrări de cartare geologică au fost puse în evidență cele mai mari și mai numeroase dintre domurile gazeifere și gruparea lor în subunități tectonice.

S-au pus în evidență trei ținuturi principale : ținutul de nord cu domurile Sărmășel, Zău-de-Cîmpie, Șincai, ținutul central al Tîrnavelor cu domurile Delenii, Bazna, Cetatea-de-Baltă, Copșa-Mică și ținutul de sud-est cu domurile Noul-Săsesc, Nadeș, Sîngiorgiu-de-Pădure, Cristur, toate avînd un profil brahianticlinal cert, care au format puncte ridicate de colectare a gazului metan.

S-a stabilit că ținutul de nord și cel central se găsesc în condițiile cele mai favorabile din punctul de vedere al raporturilor stratigrafice și de elevație.

Aceste elemente au avut, la timpul lor, o importanță covîrșitoare pentru exploatarea zăcămintelor de gaz metan, precum și pentru aprecierea rezultatelor obținute din explorarea formațiunii cu gaze.

St. și cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie t. 12 nr. 2 p. 393–412 București 1967

În anii 1946—1955, geologi de la fostul Comitet geologic au cercetat și cartat regiunile de pe bordura bazinului (1), (3), (4), (5), (6), (11). Concluziile generale au fost :

a) pentru bordura de vest, ponțianul apare clar prin intervenția unei discordanțe nete și ia contact direct cu tortonianul, depășind limita vestică a sarmațianului (3) ;

b) pe bordura de est, ponțianul arată o avansare a sedimentelor peste sarmațian și tortonian ;

c) în interiorul bazinului, fosilele sînt rare în sarmațian și, pentru a delimita acest etaj, a trebuit să se recurgă la nivele litologice conducătoare. Limita inferioară a fost delimitată prin tuful de Ghiriș, confirmată de Böckh, Jekelius, Vancea, iar pentru limita dintre sarmațian și pliocen, în lipsa datelor paleontologice, a fost considerat tuful de Bazna (4). Faciesul litoral detritic, pe care ar trebui să-l întîlnim și în centrul bazinului, nu a fost identificat.

În anii 1955—1960 s-au efectuat lucrări de cercetare de către geologii de la Întreprinderea de gaz metan (V. Căta, M. Bîrlogeanu, D. Lolici), care au indicat, pe bază de analize micropaleontologice sumare, prezența pliocenului inferior (meoțianului) în bazin.

În perioada 1957—1965 au fost proiectate lucrări de cercetare și cartare în zonele care încadrează cuveta centrală a bazinului. Lucrările au fost programate și finanțate de către Direcția generală gaz metan (DGGM) și efectuate de echipe de geologi de la Întreprinderea de prospecțiuni geologice și geofizice (IPGG) din Ministerul Petrolului (D. Turtureanu, I. Bucur, Tr. Ichim, K. Müntz) și alții.

Rapoartele geologice de uz intern au confirmat rezultatele lucrărilor mai vechi, aducînd în plus date noi. S-au făcut separări de pachete mari litologice, au fost identificate numeroase puncte fosilifere, s-au colectat probe pentru analize micropaleontologice și s-a constatat peste tot transgresiunea pliocenului peste sarmațianul mediu sau inferior.

În aceeași perioadă, în Bazinul Transilvaniei s-au forat numeroase sonde de prospecțiune, ale căror rezultate cu privire la limita pliocen-miocen prezintă un interes geologic deosebit.

Pe lîngă aceste lucrări, au fost colectate numeroase probe de teren din zona centrală a bazinului, care, supuse la analize microfaunistice, confirmă cercetările geologice și demonstrează lipsa unei continuități de sedimentare între sarmațian și pliocen, chiar și în regiunile de la interiorul Bazinului Transilvaniei.

Vom expune în mod sumar rezultatele lucrărilor geologilor de la IPGG cu privire la limita P/M, apoi datele asupra limitelor obținute prin foraje, precum și rezultatele analizelor micropaleontologice ale probelor de teren colectate din zona centrală a bazinului.

CERCETĂRI GEOLOGICE

În regiunea de nord-est a bazinului, între Reghin și Sovata[1], faciesul sarmațianului constă din conglomerate și nisipuri grosiere, peste care stau alternanțe de marne și nisipuri. Într-un nivel conglomeratic, s-au întîlnit

[1] I. Bucur, *Cercetări geologice în regiunea Reghin — Sovata*, MP — IPGG, 35/1956, rap. geol. nr. 265.

Ervilia sp. și alte lamelibranhiate. La nord-vest de Reghin aflorează un tuf gălbui de circa 20 cm, apoi intercalații de calcare dolomitice.

Analizele microfaunisice indică în această zonă un sarmațian mediu : *Nonion granosum* (d'Orb.), *Articulina majori* Cushman, *Sphaeridia papillata* Heron-Allen-Earland.

Limita P/M a fost trasată cu ajutorul macrofosilelor și al analizelor microfaunistice. Macrofosilele au indicat, pentru toate formele determinate, etajul ponțian.

Concluzia formulată este că orizonturile litologice pliocene care au fost separate se caracterizează printr-o bogăție în forme fosile și aceste orizonturi avansează succesiv spre interior, cele mai noi peste altele mai vechi, care la rîndul lor sînt depășite de termenii cei mai noi.

Numeroasele fosile colectate în diferite puncte ale regiunii Sovata—Odorhei—Cristur[2] indică un sarmațian mediu : *Cardium obsoletum* Eichw., *Ervilia pusilla* Plill, *Cardium plicatum* Eichw., *Cardium iregulare* Eichw., *Cardium* aff. *incurbatus* Kob., *Cardium vindobonensis* Partsch., *Tapes gregaria* Partsch., *Cerithium pictum* Bast., *Ervilia podolica* Eichw., *Hydrobia frauenfeldi* Hoern., *Buccinum carrari* Hoern., *Buccinum duplicatum* Sow., *Ceritium rubiginosum* Eichw.

Microfauna determinată indică asociația : *Nonion granosum* (d'Orb.), *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Elphidium macellum* (Fichtel et Moll) *Elphidium minutum* Reuss, *Streblus beccarii* (L.), *Sphaeridia papillata* Heron-Allen-Earland, deci tot un sarmațian mediu.

Peste sarmațian se dezvoltă depozite pliocene, în care au fost separate următoarele orizonturi :

1. Orizont inferior marnos, în care s-au întîlnit : *Helix mrazeci* Sevastos, *Helix* sp., *Risca* sp., *Planorbis* sp., care indică vîrsta meoțiană.

2. Orizont conglomeratic cu melanopside, congerii, planorbide mari și mici. În multe puncte, conglomeratele stau transgresiv peste sarmațian cu *Mactra* sp., *Ervilia* sp., *Tapes* sp.

3. Orizont marno-nisipos cu *Monodacna pseudodactillus* Barb., *Congeria* sp., limnocardiacee, cardiacee de diferite talii, planorbide și ostracode. Între localitățile Rugănești și Bodogaia, acest orizont este transgresiv peste sarmațian, lipsind conglomeratele pliocene.

4. Orizont nisipos cu congerii, cardiacee, dreisensii.

5. Orizont marnos superior, dezvoltat în partea de nord-vest a regiunii, cu : *Congeria banatica* Hoern., *Congeria* cf. *rostriformis* Desh., *Congeria* cf. *inaequivalvis* Desh., *Planorbis ponticus*, *Limnocardium syrmiense* Hoern., *Lymnaea velutina* Desh., *Hydrobia* sp., ostracode. Peste acest orizont se așază aglomeratele andezitice.

În regiunea Saschiz — Ticușu-Vechi[3] s-a întîlnit o bogată faună sarmațiană, citată de toți cercetătorii anteriori, toate formele găsite fiind de vîrstă sarmațian medie și inferioară. Probele de microfaună recoltate se caracterizează prin erupția speciei *Sphaeridia papillata* Heron-Allen-Earland, asociată cu : *Nonion granosum* (d'Orb.), *Elphidium crispum* (Linné), otolite.

---

[2] Tr. Ichim, *Cercetări geologice în regiunea Sovata — Odorhei — Cristur*, MP — IPGG, 36/1956, rap. geol. nr. 266.

[3] K. Müntz, *Prospecțiuni geologice în regiunea Saschiz — Ticușu-Vechi*, MP — IPGG, 80/1962, rap. geol. nr. 57, DGGM Mediaș.

Peste depozitele sarmaţiene se aşază pliocenul, format din bancuri de nisipuri grosiere şi conglomerate cu numeroase ochiuri de marne, care sînt transgresive şi corespund invaziei pliocenului. În aceste depozite se găsesc forme de *Congeria* cu talie mare.

Sarmaţianul din jurul localităţii Daia (r. Sighişoara)[4], de un facies marnos, conţine : *Mactra* sp., *Ervilia trigonula* Sok., *Clausilia decomplicata* Saco., *Tapes* sp. La Buneşti s-au determinat din nisipuri şi conglomerate : *Cerithium mitrale* Eichw., *Tapes* sp., *Cardium plicatum nexigense* Papp. În axul anticlinalului Buneşti este prezent sarmaţianul mediu. Este citat punctul fosilifer clasic de la Fişer.

La Daia, pliocenul se dezvoltă în trei orizonturi : nisipuri, marne, conglomerate. Nisipurile, de 500 m grosime, se situează peste ultimul termen al sarmaţianului şi conţin *Planorbis* sp., *Helix variensis* Toule. Urmează 100 m marne cu *Congeria banatica* Andr., *Ostracoda* sp., *Helix* sp., *Planorbis* sp. ; marnele suportă un complex conglomeratic amestecat cu mult material nisipos şi ochiuri de marne. Aceste două orizonturi prezintă depăşiri pe porţiuni reduse, demonstrînd un caracter de transgresiune mai puţin evident, conglomeratele prin distribuţia lor avînd un caracter pregnant transgresiv, demonstrat de poziţia pe care o ocupă peste tortonian, peste sarmaţian şi chiar peste faciesul calcaros creatacic.

Din conglomerate s-au determinat : *Congeria banatica* Andr., *Planorbis* sp., *Melanopsis* sp.

În regiunea Şona—Retişu[5] a fost întîlnit în Dealul Rîpele un conglomerat sarmaţian cu cardiacee, *Mactra*, *Cerithium*, precum şi o asociaţie de microfaună cu *Sphaeridia papillata* Heron-Allen-Earland, *Nonion granosum* (d'Orb.), *Streblus beccarii* (L.), *Sphaeridia papillata* Heron-Allen-Earland, deci un sarmaţian mediu. La sud de Dealul Rîpele s-au întîlnit : *Tapes gregaria* (Partsch.) var. *dissita* Eichw., *Odostomia fuchsi* Hoern., *Cardium vondobonensis* Partsch., *Gibbula picta* Eichw., care confirmă vîrsta unui sarmaţian inferior (volhinian). În jurul localităţii Seliştat, depozitele pliocene stau transgresiv peste sarmaţianul mediu.

În regiunea Şeica-Mare—Sibiu—Ilimbav[6], din marnele din golful Glîmboaca s-au colectat : *Ervilia podolica* Eichw., *Cerithium bicostatum* Eichw., *Cerithium mitrale tristriata* etc., deci o faună caracteristică pentru sarmaţianul mediu.

Pe afluenţii de la sud de localitatea Buia s-au întîlnit următoarele fosile pliocene : *Prosodacna lenzi* Hoern., *Prosodacna* cf. *areatea* Brus., *Limnocardium humillicostata* Turislov, *Congeria socenii* Turislov, *Cardium latisulcatum* Münster, *Dideona* sp., *Ostracoda* sp.

Limita pliocen-miocen a fost trasată de-a lungul apariţiei nisipurilor cu o faună mixtă de la Roşia, Ţichindeal, vest Nocrich.

Între Alba-Iulia—Blaj—Aiud[7], faciesul sarmaţian este în general marnos. La diverse nivele apar nisipuri cu *Ceritium rubiginosum*, *Mactra* sp.,

---

[4] I. Bucur, *Cercetări geologice din regiunea Saschiz — Lueta — Rupea*, MP — IPGG, 43/1957, rap. geol. nr. 524.

[5] D. Turtureanu, *Raport asupra prospecţiunilor geologice din regiunea Şona — Retişu*, MP — IPGG, 92, DGGM Mediaş.

[6] I. Bucur, *Cercetări geologice în regiunea Şeica-Mare — Sibiu, Avrig — Ilimbav*, MP — IPGG, 61/1958, rap. geol. nr. 372.

[7] I. Bucur, *Raport asupra cercetărilor geologice în regiunea Alba-Iulia — Aiud — Blaj*, MP — IPGG, 60/1959.

Tapes sp. Pliocenul este în general nisipos, marnele apar ca intercalații și conțin forme de : *Limnocardium lenzi*, *Congeria banatica*, *Ostracoda* sp., *Planorbis* sp., *Veluta* sp.

În regiunea Aiud — Turda[8], sedimentele de la partea superioară a tufului de Ghiriș sînt reprezentate prin marne cenușii cu intercalații de gresii. La partea superioară a tufului s-a întîlnit *Ervilia dissita*, iar microfauna indică vîrsta sarmațianului inferior către mediu. Pe flancul estic și cel sudic al văii Mureșului, la Păjida, sarmațianul este reprezentat prin marne cu *Mactra* sp., asociația microfaunistică indicînd prezența volhinianului și besarabianului.

Pliocenul este transgresiv peste formațiuni de diferite vîrste și este reprezentat prin argile cenușii, marne și nisipuri în general fosilifere. Între Vama-Seacă și Fărău, o intercalație de tuf în marne cu *Congeria*, *Dreisensia*, *Planorbis* și cardii mari.

*

Cercetările geologice efectuate în ultimii 20 de ani au demonstrat că sedimentarea miocenului în Bazinul Transilvaniei se încheie cu sarmațianul mediu. Maximul de extindere a mării sarmațiene în bazin a fost în sarmațianul inferior, în volhinian, apoi în continuă regresiune în sarmațianul mediu, în besarabian.

Vîrsta depozitelor a fost stabilită pe bază de date paleontologice și micropaleontologice și s-a dovedit că peste tot depozitele pliocene din zona care mărginește cuveta internă a bazinului sînt transgresive peste diferiți termeni ai sarmațianului.

În zona de est, conglomeratele pliocene de transgresiune depășesc orizonturile marno-nisipoase, demonstrînd un caracter evident transgresiv prin poziția lor peste sarmațian, peste tortonian sau chiar peste cretacic. Pe bază de date paleontologice a fost identificat numai ponțianul, fosilifer pe toată întinderea bazinului.

FORAJE DE PROSPECȚIUNE

În perioada 1946—1965 s-au forat în Bazinul Transilvaniei numeroase sonde de prospecțiune și explorare. Pentru a stabili limita pliocen-miocen în profilele sondelor, s-au luat în considerare numai sondele din care s-au extras probe concludente, care se află situate la suprafață pe formațiune pliocenă. S-au ales astfel de sonde care încadrează zona centrală a bazinului cu domurile Delenii și Bazna în direcțiile vest, sud și est ; în partea de nord însă, în zona domurilor Zău-de-Cîmpie, Sărmășel, Șincai, nu sînt cunoscute depozite pliocene, în timpul depunerii lor această parte a bazinului fiind în ridicare și probabil supusă eroziunii.

În cele ce urmează se vor analiza profilele unui număr de 25 de sonde[9].

---

[8] Tr. Ichim, *Raport asupra cercetărilor geologice din regiunea Ocna-Sibiului — Sebeș — Alba-Iulia*, MP — IPGG, 1959 ; *Raport asupra activității geologice din anul 1959 în regiunea Aiud — Turda*, MP — IPGG, 61/1959.

[9] Toate analizele microfaunistice au fost efectuate în Laboratorul de micropaleontologie de la Direcția generală gaz metan Mediaș, de sub conducerea Georgetei Zaharescu. Au fost revizuite toate analizele vechi, iar pentru determinarea ostracodelor pliocene a servit

1. *Tăuni nr. 1*, de la suprafață pînă la 75 m s-a forat în ponțian cu *Congeria banatica* și cardiacee. Asociația de ostracode de la adîncimea de 80 m marchează partea superioară a unui pliocen inferior.

2. *Tăuni nr. 2*, microfauna găsită în probele de la adîncimile de 260—285 m conține numeroase exemple de *Cyprideis heterostigma sublittoralis* Pok. În bază apare, cu o frecvență considerabilă, *Streblus beccarii* (Linné), singurul foraminifer care a rezistat la îndulcirea apelor. Asociația este tipică părții inferioare a pliocenului. De la adîncimea de 285 m apare un amestec de microfaună pliocenă și sarmațiană, fapt care a permis situarea limitei pliocen-sarmațian în această zonă.

Din punct de vedere stratigrafic, sarmațianul mediu a fost *diagnosticat* pe baza unei asociații microfaunistice, formată din : *Elphidium crispum* (Linné), *Elphidium macellum* (Fichtel et Moll), *Quinqueloculina laevigata* d'Orb., *Nonion granosum* (d'Orb.), *Streblus beccarii* (Linné), *Triloculina oblonga* (Montagu), *Hemicythere filipescui* Hanganu, *Leptocythere scita* Trb., fragmente de gasteropode și de lamelibranhiate, resturi de pești.

Se constată deci că pliocenul inferior se află discordant pe sarmațianul mediu ; sarmațianul superior și kersonianul nu au putut fi identificate.

3. *Tiur nr. 1*, sud-vest de Blaj. S-a întîlnit de suprafață pînă la 100 m ponțianul, asociația diagnostică fiind formată din : *Camptocypria balcanica* Zalányi, *Candona* (*Lineocypris*) *hodonensis* Pokorny, *Caspiocypris candida* (Livental), *Eucypris pervulgata* Schneider, *Eucypris initabilis* Schneider, *Leptocythere praebacuana* var. *frequentis* Stanceva, *Lineocypris trapezoidea* Zalányi, *Pontoniella acuminata* (Zalányi), *Turkmenella caspia* Mandelstam.

De la adîncimea de 100 m se află depus pliocenul inferior în concordanță stratigrafică cu ponțianul, identificat pe baza asociației microfaunistice de ostracode, reprezentată prin *Candona multipora* Pok., *Candona paralella pannonica* Zalányi, *Caspiocypris candida* (Livental), *Cyprideis heterostigma* Reuss.

Urmărind succesiunea stratigrafică, la adîncimea de 131 m se constată prezența sarmațianului mediu, diagnosticat pe baza unei asociații microfaunistice formate din : *Articulina mayori* Cush., *Elphidium aculeatum* (d'Orb.), *Elphidium macellum* (Fichtel et Moll), *Elphidium crispum* (Linné), *Quinqueloculina laevigata* d'Orb., *Triloculina oblonga* (Montagu).

Se constată deci continuitate de sedimentare între ponțian și pliocenul inferior și discontinuitate de sedimentare între pliocen și sarmațian ; kersonianul, respectiv sarmațianul superior, nu a fost identificat, iar pliocenul inferior stă direct pe sarmațianul mediu.

4. *Cenade nr. 2*, de la suprafață pînă la 1 066 m formațiunea întîlnită reprezintă pliocenul. Pe baza microconținutului fosil s-au făcut următoarele constatări : la 900—1 066 m se află pliocenul inferior, conținînd în asociația diagnostică, pe lîngă ostracodul *Cyprideis heterostigma sublittoralis* Pok., și numeroase remanieri, în special genurile : *Globotruncana*, *Pseudotextularia*.

---

de bază, pe lîngă lucrări de specialitate procurate de la Universitatea din Cluj, și lucrarea foarte meritorie *Studiul ostracodelor pliocene și sarmațiene din Depresiunea Precarpatică și Platforma Moesică*, de Florica Negoiță, în colaborare cu Ecaterina Popescu, Diana Dima și Mircea Leu, de la Laboratorul de micropaleontologie al ICPG, de sub conducerea lui I. Costea, București, martie 1966, tema 178.

Pliocenul inferior se află situat pe sarmaţianul mediu, care conţine în asociaţia diagnostică următoarele foraminifere : *Cibicides pseudoungerianus* (Cush.), *Elphidium macellum* (Fichtel et Moll), *Nonion granosum* (d'Orb.), *Streblus beccarii* (Linné), *Triloculina trigonula* Lamarck.

Se constată absenţa sarmaţianului superior, o discordanţă de sedimentare între pliocen şi sarmaţian, pliocenul inferior aflîndu-se depus peste besarabian.

5. *Soroştin nr. 1*, pe porţiunea pînă la 355 m s-a întîlnit o bogată macrofaună, formată din *Limnocardium*, *Congeria banatica*, *Planorbis ponticus*, alături de ostracode şi otolite toate constituind forme caracteristice ponţianului.

Succesiunea stratigrafică în adîncime a putut fi urmărită în continuare în Şoroştin nr. 2, la care proba extrasă de la 250 m conţine o asociaţie microfaunistică pe baza căreia s-au putut identifica prezenţa besarabianului inferior şi partea superioară a volhinianului.

Asociaţia microfaunistică conţine : *Quinqueloculina akneriana* d'Orb., *Quinqueloculina laevigata* d'Orb., *Sphaeridia papillata* Heron-Allen-Earland, *Triloculina oblonga* (Montagu).

Deci, începînd de la suprafaţă, se constată prezenţa ponţianului, care este depus direct peste sarmaţianul mediu.

6. *Păuca nr. 1*, s-au întîlnit următoarele formaţiuni geologice : pliocenul inferior între 0 şi 270 m, avînd asociaţia microfaunistică formată din : *Streblus beccarii* (Linné), *Candona parallela pannonica* Zalányi, *Caspiocypris candida* (Liv.), *Cyprideis heterostigma sublittoralis* Pokorny, se află depus discordant peste sarmaţianul mediu, care conţine o asociaţie microfaunistică formată din : *Articulina mayori* Cush., *Cibicides pseudoungerianus* (Cush.), *Elphidium crispum* (Linné), *Elphidium macellum* (Fichtel et Moll), *Quinqueloculina laevigata* d'Orb., *Quinqueloculina subrotunda* (Montagu), *Semseya* (*Carpenteria*) *lamellata* Franzenau.

Se constată lipsa sarmaţianului superior.

7. *Hamba nr. 1*, analizele micropaleontologice ale probelor extrase pînă la adîncimea de 750 m au pus în evidenţă ponţianul, pe baza unei asociaţii microfaunistice de ostracode formată din : *Bakunella dorsoarcuata* Zalányi, *Caspiocypris candida* (Liv.), *Camptocypria balcanica* Zal., *Erpetocypris abscissa* Reuss, *Eucypris pirumiformis* Mand., *Leptocythere praebacuana* var. *frequentis* Stanceva, *Lineocypris trapezoidea* Zal., *Loxoconcha rhombovalis* Pok., *Pontoniella acuminata* (Zal.).

Vîrsta ponţiană este confirmată şi de macrofauna întîlnită, reprezentată prin : *Congeria banatica*, *Lymnocardium nobile*, *Planorbis* sp. Începînd cu proba de la 756 m, se întîlneşte sarmaţianul mediu, avînd o asociaţie de microfosile foarte bogate cantitativ şi calitativ, formată din *Elphidium crispum* (Linné), *Quinqueloculina laevigata* d'Orb., *Quinqueloculina costata* d'Orb., *Nonion granosum* (d'Orb.), *Peneroplis* sp., *Streblus beccarii* (Linné), *Triloculina oblonga* (Montagu), *Valvata* sp., resturi scheletice de peşti.

Se confirmă prezenţa pliocenului transgresiv peste sarmaţianul mediu.

8. *Daia* (*r. Sibiu*) *nr. 1*, microfauna întîlnită pînă la 200 m pune în evidenţă sarmaţianul mediu, asociaţia conţinînd : *Elphidium crispum* (Linné), *Elphidium macellum* (Fichtel et Moll), *Quinqueloculina laevigata* d'Orb., *Nonion granosum* (d' Orb.).

Probele de teren extrase din puţurile de mînă săpate pînă la 4—6 m

adîncime, servind la determinarea acestei structuri, au pus în evidenţă pliocenul inferior pe baza următoarei asociaţii diagnostice : *Candona parallela pannonica* Zalányi, *Caspiocypris candida* Liv., *Cyprideis heterostigma sublittoralis* Pok., *Leptocythere praebacuana* var. *frequentis* Stanceva.

9. *Nucet nr. 1*, pînă la 158 m a fost întîlnit pliocenul cu remanieri. Cele mai frecvente forme remaniate sînt : *Globotruncana linnaeana* (d'Orb.) şi *Globorotalia crassula* (Cush. et Stew.). În asociaţia faunistică se găsesc numeroase resturi de gasteropode şi lamelibranhiate.

Sub pliocen, la 200 m se găseşte besarabianul, în a cărui asociaţie microfaunistică genul *Elphidium* are o frecvenţă mare.

10. *Nocrich nr. 1*, la adîncimea de 55 m s-a întîlnit pliocenul inferior, asociaţia microfaunistică conţinînd, pe lîngă numeroase fragmente de ostracode, şi cîteva foraminifere remaniate : globigerine şi globorotalii. La adîncimea de 160 m a fost întîlnită asociaţia diagnostică a sarmaţianului mediu conţinînd : *Elphidium crispum* (Linné), *Elphidium macellum* (Fichtel et Moll), *Quinqueloculina laevigata* d'Orb., *Nonion granosum* (d'Orb.), *Streblus beccarii* (Linné), *Triloculina oblonga* (Montagu), fragmente de ostracode, resturi scheletice de peşti, ooide calcaroase.

11. *Ilimbav nr. 1*, începînd de la 22 m pînă la 45 m, a fost pus în evidenţă pliocenul inferior, asociaţia caracteristică conţinînd : *Cyprideis heterostigma sublittoralis* Pokorny, resturi scheletice de peşti şi cîteva foraminifere remaniate. La 46 m a fost întîlnit sarmaţianul mediu, diagnosticat pe baza unui conţinut microfosil alcătuit din : *Elphidium aculeatum* (d'Orb.), *Elphidium crispum* (Linné), *Globigerina bulloides* d'Orb., *Nonion granosum* (d'Orb.) şi numeroase remanieri din formaţiuni preexistente, dintre care amintim : *Bathysiphon filiformis* M. Sars, *Haplophragmoides rota* Nauss, *Pseudotextularia varians* Rzk., *Textularia agglutinans* (d'Orb.), *Globotruncana arca* (Cush.).

Elementele remaniate în besarabian se datoresc transgresiunii care a avut loc în sarmaţian, determinînd depunerea pliocenului inferior peste sarmaţianul mediu.

12. *Sighişoara nr. 1*, de la suprafaţă pînă la 132 m a fost întîlnit pliocenul inferior foarte bogat în remanieri, dintre care menţionăm : *Globotruncana linnaeana* (d'Orb.), *Globigerina triloculinoides* Plummer, *Gümbelina globulosa* (Ehr.), *Lagena sulcata* Walker et Iacob. Proba de la 156 m are un microconţinut specific besarabianului, constînd din următoarele specii : *Elphidium macellum* (Fichtel et Moll), *Quinqueloculina laevigata* d'Orb., *Nonion granosum* (d'Orb.), *Leptocythere scita* Trb., resturi scheletice de peşti. Rezultă că pliocenul se află transgresiv peste sarmaţianul mediu.

13. *Noul-Săsesc nr. 3*, probele analizate pînă la 105 m indică prezenţa ponţianului, identificat pe baza unei asociaţii diagnostice de ostracode : *Camptocypria balcanica* Zalányi, *Candona multipora* Pok., *Candona* (*Lineocypris*) *hodonensis* Pok., *Caspiocypris rada* Stanceva, *Eucypris pervulgata* Schneider, *Eucypris pirumiformis* Mandelstam, *Lineocypris trapezoidea* Zal., *Loxoconcha rhombovalis* Pok., *Pontoniella acuminata* Zalányi var. *striata* Mandelstam, *Turkmenella caspia* Mandelstam.

În cuprinsul ponţianului s-au întîlnit rare nivele cu microfaună remaniată, în special globotruncane şi globigerine. La adîncimea de 118 m s-a putut delimita o zonă inferioară, care ar corespunde pliocenului inferior. Această delimitare este posibilă datorită prezenţei în asociaţia diagnostică

a unor ostracode care au o frecvență mai mare în partea inferioară a pliocenului inferior. Este vorba de : *Cyprideis heterostigma sublittoralis* Pok., *Cyprideis heterostigma* Reuss, *Caspiocypris candida* (Livental). Tot aici apar mai frecvent remanierile. Începînd de la 130 m, s-a întîlnit un orizont cu *Cyprideis heterostigma* Reuss, care apare cu o frecvență din ce în ce mai mică pînă la adîncime de 231 m. În acest interval, abundă microfauna remaniată, o frecvență mai mare avînd : *Globotruncana arca* (Cush.), *Globotruncana linnaeana* (d'Orb.), *Globotruncana lapparenti* Brotzen, *Globotruncana stuarli* (Lapparent), apoi *Ammodiscus incertus* (d'Orb.), *Pseudotextularia varians* Rzk., *Reophax duples* Grazyb., *Rhabdammina linearis* Brady.

14. *Noul-Săsesc nr. 1*, sarmațianul apare la adîncimea de 105 m. După conținutul microfaunistic, a putut fi identificat sarmațianul mediu, asociația fiind formată din următoarele forme : *Cibicides pseudoungerianus* (Cush.), *Elphidium crispus* (Linné), *Elphidium angulatum* Egger, *Elphidium macellum* (Fichtel et Moll), *Nonion granosum* (d'Orb.), *Streblus beccarii* (Linné).

Urmărind succesiunea stratigrafică, în sondele Noul-Săsesc nr. 1 și 3 remarcăm de asemenea că pliocenul inferior este transgresiv peste sarmațianul mediu. În cuprinsul pliocenului se poate face o delimitare între ponțian și pliocenul inferior pe bază de microfaună. Între aceste două etaje se constată o perfectă concordanță de sedimentare, apoi o discordanță între pliocen și sarmațianul mediu, cel superior neputînd fi identificat.

15. *Filitelnic nr. 1*, începînd de la 10 m pînă la 450 m, au fost întîlnite marne pliocene. Urmărind asociația de ostracode, se poate separa ponțianul de pliocenul inferior la adîncimea de 140 m.

Pentru ponțian, asociația diagnostică este formată din : *Camptocypria balcanica* Zalányi, *Caspiocypris rada* Stanceva, *Eucypris pirumiformis* Mandelstam, *Lineocypris trapezoidea* Zal., *Pontoniella acuminata* (Zal.).

Pentru zona superioară a pliocenului inferior, asociația microfaunistică este formată din : *Caspiocypris candida* (Livental), *Candona parallela pannonica* Zal., *Cyprideis heterostigma sublittoralis* Pok., *Erpetocypris abscissa* Reuss.

16. *Filitelnic nr. 2*, s-a apreciat pe criterii microfaunistice limita pliocen-sarmațian la adîncimea de 600, pînă la care atît ponțianul, cît și pliocenul inferior sînt bine reprezentate, putîndu-se trasa o linie de separare între ele în jurul adîncimii de 315 m.

Sarmațianul întîlnit la adîncimea de 600 m este reprezentat prin besarabian și a fost diagnosticat pe baza următoarei asociații microfaunistice : *Elphidium crispum* (Linné), *Elphidium macellum* (Fichtel et Moll), *Nonion granosum* (d'Orb.), *Streblus beccarii* (Linné), *Hemicythere filipescui* Hanganu, resturi scheletice de pești.

Rezultă : prezența pliocenului inferior transgresiv peste sarmațianul mediu, absența sarmațianului superior, concordanță de sedimentare între ponțian și pliocenul inferior.

17. *Nadeș nr. 3*, ponțianul prezent pînă la adîncimea de 230 m este bogat în fragmente de gasteropode și lamelibranhiate. La adîncimea de 230 m începe pliocenul inferior, în a cărui asociație sînt permanent prezente ostracodul *Cyprideis heterostigma sublittoralis* Pok. și numeroase resturi de plante. Cu adîncimea de 598 m se intră în sarmațianul mediu, care începe printr-o asociație mai săracă în forme, totuși destul de reprezentativă,

conținînd *Elphidium crispum* (Linné), *Elphidium macellum* (Fichtel et Moll), *Triloculina oblonga* (Montagu), resturi scheletice de pești.

Rezultă că ponțianul este concordant cu pliocenul inferior, care se află transgresiv peste sarmațianul mediu.

18. *Boiu nr. 1*, ponțianul este prezent începînd de la suprafață. Asociația microfaunistică a ponțianului a fost identificată prin următoarele forme : *Camptocypria balcanica* Zal., *Candona* (*Lineocypris*) *hodonensis* Pok., *Lineocypris trapezoidea* Zal., *Loxoconcha rhombovalis* Pok., *Pontoniella acuminata* (Zal.) var. *striata* Mandelstam, *Ervilia* sp., fragmente de lamelibranhiate.

La 200 m adîncime a fost pus în evidență pliocenul inferior bogat în remanieri, asociația diagnostică conținînd cu precădere ostracodele : *Caspiocypris candida* (Livental), *Cyprideis heterostigma sublittoralis* Pok., *Hemicythere filipescui* Hanganu.

Sarmațianul întîlnit în sonda nr. 1 Boiu la adîncimea de 300 m este reprezentat prin asociația caracteristică a besarabianului formată din : *Articulina mayori* Cush., *Bolivina danvillensis* Howe et Wallace, *Cibicides pseudoungerianus* (Cush.), *Quinqueloculina laevigata* (d'Orb.), *Nonion granasum* (d'Orb.), *Nonion inexcavatum* (Cush. et Applin), *Streblus beccarii* (Linné).

Se constată că ponțianul este în concordanță de sedimentare cu ponțianul inferior, care stă transgresiv peste sarmațianul mediu, dovadă a transgresiunii fiind numeroasele forme remaniate din formațiuni preexistente, care apar atît în pliocenul inferior, cît și în partea superioră a besarabianului.

19. *Dumitrești nr. 1*, asociația de ostracode a ponțianului apare la adîncimea de 50 m, fiind caracterizată prin : *Camptocypria balcanica* Zalányi, *Lineocypris trapezoidea* Zalányi, *Pontomiella acuminata* (Zalányi). Ponțianul a fost întîlnit pînă la adîncimea de 150 m. De la 200 m a fost considerat prezent pliocenul inferior, foarte bogat în remanieri, conținînd cu frecvență apreciabilă ostracodul *Cyprideis heterostigma sublittoralis* Pokorny.

În succesiunea stratigrafică urmează sarmațianul mediu, fiind identificat începînd de la adîncimea de 500 m, pe baza microfaunei care conține : *Elphidium crispum* (Linné), *Nonion granosum* (d'Orb.), *Streblus beccarii* (Linné), coccolitoforide.

Asociația caracteristică pentru sarmațianul mediu, mai ales în partea superioară, conține remanieri de microfaună aparținînd unor formațiuni mai vechi, dintre care cu frecvență mai mare remarcăm genul *Globotruncana*.

Se constată că ponțianul este în concordanță stratigrafică cu pliocenul inferior, care se află transgresiv pe sarmațianul mediu.

20. *Sîngiorgiu-de-Pădure nr. 13*, s-a identificat ponțianul pînă la adîncimea de 190 m, pe baza microconținutului format din : *Lineocypris trapezoidea* Zal., *Pontoniella acuminata* (Zal.), *Turkmenella caspia* Mandelstam, precum și a unor gasteropode, dintre care citățm genul *Planorbis*.

Trecerea de la ponțian la pliocenul inferior se face la adîncimea de aproximativ 350 m, de unde în asociația microfaunistică încep să se remarce numeroase foraminifere remaniate, dintre care citățm : *Frondicularia* sp., *Globotruncana arca* (Cush.), *Pseudotextularia varians* Rzk., *Textularia agglutinans* (d'Orb.).

Sarmanțianul mediu începe de la adîncimea de 465 m și este identificat pe baza asociației microfaunistice, formată din : *Elphidium macellum* (Fichtel et Moll), *Globigerina bulloides* d'Orb., *Nonion granosum* (d'Orb.), *Streblus beccarii* (Linné).

Se constată o concordanță de sedimentare între ponțian și pliocenul inferior și o discordanță între acesta și sarmațianul mediu.

21. *Cetatea-de-Baltă nr. 2*, începînd cu adîncimea de 100 m a fost întîlnit sarmațianul mediu, besarabianul, vîrstă apreciată pe baza microfaunei caracteristice, formată din : *Elphidium aculeatum* (d'Orb.), *Elphidium crispum* (Linné), *Quinqueloculina laevigata* d'Orb., *Nonion granosum* (d'Orb.), *Streblus beccarii* (Linné), fragmente de lamelibranhiate, resturi scheletice de pești.

22. *Bazna nr. 60*, s-a putut stabili prezența pliocenului inferior transgresiv peste sarmațianul mediu la adîncimea de 200 m, pe baza microfaunei caracteristice formate din ostracodul *Cyprideis heterostigma sublittoralis* Pok. și numeroase remanieri, dintre care citățm : *Globotruncana linnaeana* (d'Orb.), *Globotruncana lapparenti* Brotzen, *Globigerinella aequilateralis* Brady.

Besarabianul este prezent la adîncimea de 300 m, fiind reprezentat microfaunistic prin : *Cibicides pseudoungerianus* (Cush.), *Elphidium aculeatum* (d'Orb.), *Elphidium macellum* (Fichtel et Moll), *Nonion granosum* (d'Orb.).

23. *Gănești nr. 1*, pînă la adîncimea de 300 m s-a întîlnit pliocenul inferior, identificat pe baza unei asociații diagnostice, care conține : *Cyprideis heterostigma* Reuss, *Leptocythere* sp., iar dintre formulele remaniate : *Globotruncana linnaeana* (d'Orb.), *Textularia agglutinans* (d'Orb.).

La adîncimea de 350 m a fost identificat sarmațianul mediu, conținînd în asociația microfaunistică următoarele forme : *Elphidium crispum* (Linné), *Elphidium reginum* (d'Orb,), *Quinqueloculina laevigata* d'Orb., *Nonion granosum* (d'Orb.), *Streblus beccarii* (Linné), resturi de pești. Rezultă că pliocenul este transgresiv pe sarmațianul mediu.

24. *Copșa-Mică nr. 101*, pliocenul inferior este prezent de la 173 m, stabilit pe baza unei asociații de ostracode, dintre care au fost identificate următoarele : *Caspiocypris candida* (Liv.), *Cyprideis heterostigma sublittoralis* Pok., *Turkmenella caspia* Mandelstam.

25. *Hărănglab nr. 8*, a fost întîlnit pliocenul inferior pînă la 200 m, fiind identificat pe baza asociației de ostracode formate din : *Caspiocypris candida* (Liv.), *Cypria candonaeformis* (Schweizer), *Cyprideis heterostigma sublittoralis* Pok., *Erpetocypris abscissa* Reuss. La adîncimea de 300 m s-a constatat prezența sarmațianului mediu, asociația diagnostică fiind formată din următoarea microfaună : *Elphidium crispum* (Linné), *Elphidium macellum* (Fichtel et Moll), *Quinqueloculina laevigata* d'Orb., *Nonion granosum* (d'Orb.).

*

Enumerînd cele 25 de foraje cercetate, se constată că trasarea limitelor geologice între diferite subetaje s-a făcut pe bază de numeroase analize și prin interpretări judicioase ale asociațiilor microfaunistice. Se ajunge astfel la convingerea că pliocenul din Bazinul Transilvaniei este transgresiv peste sarmațianul mediu și că pe toată întinderea bazinului nu se poate pune în evidență o continuitate între pliocen și miocen.

ZONA CENTRALĂ A BAZINULUI

În anul 1964, s-a demonstrat (13) că, în regiunea de la nord de Tîrgu-Mureş, sarmaţianul este reprezentat numai prin besarabian şi volhinian, sarmaţianul superior fiind cu totul absent. Pe baza acestor rezultate s-au continuat cercetările în zona centrală a Bazinului Transilvaniei pentru a determina limita micropaleontologică dintre miocen şi pliocen.

Sub denumirea de zonă centrală se înţeleg aflorimentele naturale de depozite miocene în centrul domurilor Bazna, Delenii, din ţinutul Tîrnavelor, şi de la Oarba-de-Mureş.

Depozitele miocene au fost erodate la Bazna pe o grosime de 140 m, calculat de la nivelul tufului de Bazna. Din această zonă s-au recoltat probele pentru analize micropaleontologice.

BAZNA

a. *Ponţianul.* La partea cu totul superioară a depozitelor pliocene din jurul domului Bazna se află un pachet de marne cu intercalaţii de nisipuri, în grosime de 140 m şi care conţine *Congeria banatica*, cardiacee şi planorbide.

Mai jos urmează o suită de nisipuri cu intercalaţii subordonate de marne, pe o grosime de 120 m, care conţine un conglomerat marno-nisipos cu melanopside.

În continuare se situează un pachet inferior de marne de circa 200 m grosime, care conţine pe pîrîul Viesen, ce coboară din pădurea Rilici, şi de pe pîrîul Rorii, *Congeria banatica*, *Limnocardium lenzi* şi *Limnocardium syrmiense*. Prezenţa acestor fosile nu lasă nici o îndoială asupra vîrstei depozitelor în care se găsesc; ele permit să afirmăm că aparţin cu siguranţă ponţianului.

Grosimea totală a depozitelor ponţiene dezvoltate pe flancul de sud-vest al domului Bazna este de 460 m, orizontarea de mai sus fiind dată după profilul sondei nr. 1 Proştea Mare, situată pe acest flanc.

Pachetul marnos inferior se corelează stratigrafic cu marnele ponţiene bine deschise pe Tîrnava Mică la Dimbău şi Tîrnăveni.

b. *Pliocenul inferior.* În baza depozitelor ponţiene se dezvoltă un pachet de marne cenuşii, cu nisipuri şi cu intercalaţii de calcare dolomitice în plăci. În domul Bazna, acesta se află situat deasupra unei suite de nisipuri, la baza căreia se află marnele şistoase cu feţe albe, în care este intercalat tufui de Bazna. Marnele şistoase cu tuf de Bazna se află la partea superioară a unui al doilea pachet de nisipuri, dezvoltat pe 20 m grosime în Dealul Capelei, pe flancul de est al domului. Aceste nisipuri conţin în bază elemente grosiere şi prezintă o structură torenţială, în care s-au constatat şase nivele de elemente grosiere. La partea superioară prezintă intercalaţii subţiri de marne albicioase.

La baza acestui complex nisipos se dezvoltă marnele din cariera de marne de la Bazna. Supunînd la analiză micropaleontologică mai multe probe colectate din nisipul de sub tuful de Bazna, s-au obţinut : *Streblus beccarii* (Linné), *Cyprideis heterostigma sublittoralis* Pok., spiculi de spongieri,

fructificații de plante superioare și următoarele forme remaniate : *Cibicides conoideus* (Czjzek), *Ephidium macellum* (Fichtel et Moll), *Gaudryina filiformis* Berthelin, *Globigerina bulloides* d'Orb., *Globigerinella aequilateralis* Brady, *Globotruncana arca* (Cush.), *Globotruncana lapparenti* Brotzen, *Globotruncana linnaeana* (d'Orb.), *Glomospira charoides* (Park. et Jones) var. *corona* Cush. et Jarvis, *Gümbelina globulosa* (Ehr.), *Pelosina complanata* Franke, *Planulina wuellerstorfi* (Schw.), *Ventilabrella eggeri* Cush.

Probele colectate și analizate din pachetul de marne cu tuf de Bazna conțin resturi scheletice de pești.

c. *Sarmațianul.* Cele mai vechi depozite deschise în domul Bazna sînt reprezentate prin marne gălbui, care continuă în jos cu marne cenușii cu intercalații subțiri de nisipuri fine. Ele sînt deschise pe o grosime de circa 35 m în cariera de marne de la Bazna. Analiza microfaunistică a probelor indică besarabianul, vîrsta fiind apreciată pe baza asociației formate din : *Bolivina antiqua* d'Orb., *Bolivina danvillensis* Howe et Wallace, *Cibicides pseudoungerianus* (Cush.), *Elphidium aculeatum* (d'Orb.), *Elphidium* aff. *crespinae* Cush., *Elphidium crispum* (Linné), *Elphidium macellum* (Fichtel et Moll), *Quinqueloculina laevigata* d'Orb., *Nonion granosum* (d'Orb.), *Streblus beccarii* (Linné).

Probele colectate la baza rîpei conțin o asociație de microfosile formată din : *Articulina mayori* Cush., *Quinqueloculina laevigata* (d'Orb.), *Quinqueloculina subrotunda* (Montagu), *Triloculina oblonga* (Montagu), *Sphaeridia papillata* Heron-Allen-Earland.

Această microfaună este caracteristică pentru besarabianul inferior și volhinianul superior. Succesiunea strînsă dintre asociația besarabianului și volhinian dovedește o perfectă concordanță sedimentară între sarmațianul mediu și inferior.

DELENII

a. *Pliocenul inferior.* La circa 650 m sud-vest de Dealul Delenii, pe flancul de vest al acestui dom, se poate observa următorul profil :

circa 4	m	marne vinete cu strate subțiri de calcare albe ;
2,00	m	marne brun-negricioase șistoase cu fețe albe și tuf de Bazna ;
20,50	m	nisip cenușiu cu intercalații subțiri de marne ;
0,10	m	calcar gălbui dur, compact, dolomitic.

Nisipurile din acest profil sînt „nisipurile de Bazna" întîlnite în sonda nr. 1 Botorca, situată pe flancul de nord-vest al domului Delenii, și deschise pe circa 25 m grosime pe flancul de sud al domului.

Toate probele analizate sînt de vîrstă pliocen inferioară. Conținutul în microfaună este similar cu cel al nisipurilor de Bazna, asociația fiind alcătuită din următoarele forme caracteristice : *Streblus beccarii* (Linné), *Cyprideis heterostigma sublittoralis* Pok., și din forme remaniate, dintre care o frecvență mai mare au : *Globigerina bulloides* d'Orb., *Globigerinella aequilateralis* Brady, *Globorotalia crassula* (Cush. et Stew.), *Globotruncana arca* (Cush.), *Globotruncana linnaeana* (d'Orb.).

Existența acestor nisipuri, ca și a calcarelor dolomitice, se poate constata pe flancul de nord al domului Delenii în Dealul Viilor, Coasta Tă-

tărniţii, în Dealul Turcului, apoi în Dealul Înalt, unde sînt dispuse în bancuri compacte de 4 — 5 m grosime, unele fiind grosiere în bază. Intercalaţiile marnoase care separă bancurile de nisip prezintă numeroase resturi de plante şi un conţinut microfosil foarte bogat în reamanieri. Forme caracteristice sînt : *Streblus beccarii* (Linné) şi *Cyprideis heterostigma sublittoralis* Pok.

Dintre formele remaniate au fost identificate : *Cibicides refulgens* Montfort, *Elphidium angulatum* (Egger), *Globigerina bulloides* (d'Orb.), *Globorotalia crassula* (Cush. et Stew.), *Globotruncana linnaeana* (d'Orb.), *Glomospira charoides* (Park. et Jones) var. *corona* Cush. et Jarvis, *Gümbelina globulosa* (Ehr.), *Haplophragmoides excavata* Cush. et Waters, *Pseudotextularia varians* Rzk.

Sub nivelul acestor nisipuri, urmează la Delenii un pachet de 115 m marne cenuşii compacte cu intercalaţii subţiri de gresii, deschise în profilul sondei nr. 15. Ele conţin aceeaşi asociaţie de pliocen inferior în care formele remaniate abundă, microconţinutul fiind format din : *Streblus beccarii* (Linné), *Cyprideis heterostigma* Reuss, *Globorotalia crassula* (Cush. et Stew.), *Globotruncana arca* (Cush.), *Globotruncana linnaeana* (d'Orb.), *Gümbelina globulosa* (Ehr.).

Pe flancul de est al domului se dezvoltă o zonă marnoasă cu intercalaţii de nisipuri pe grosime de circa 60 m, apoi din nou o zonă în care domină nisipurile dezvoltate pe circa 70 m grosime, vizibile în deschiderile de pe versantul vestic al Dealurilor Bede şi Tăul Sec.

Conţinutul de ostracode, dintre care s-a putut identifica *Cyprideis heterostigma sublittoralis* Pok., a permis aprecierea vîrstei pliocen inferioară pentru întreaga zonă deschisă.

La partea superioară, pe versantul Dealului Tăul Sec, se dezvoltă depozite ponţiene, cu un microconţinut caracteristic de ostracode din care au fost identificate speciile : *Camptocypria balcanica* Zalányi, *Caspiocypris candida* (Livental), *Lineocypris trapezoidea* Zalányi, *Laxoconcha rhombovalis* Pok., *Pontoniella acuminata* (Zal.) var. *striata* Mandelstam, *Turkmenella caspia* Mandelstam.

Pe flancul de vest al domului Delenii nu apar alte nisipuri superioare în afara celor de Bazna ; aici avem de-a face cu o zonă sinclinală puţin adîncă, situată între domurile Cetatea-de-Baltă şi Delenii ; complexul superior al nisipurilor din pliocenul inferior nu s-a păstrat, fiind erodat.

Grosimea totală a depozitelor pliocene deschise la Delenii calculată la nivelul tufului de Bazna se apreciază la circa 270 m, din care circa 200 m revin pliocenului inferior, iar restul de 70 m sarmaţianului.

b. *Sarmaţianul.* La nivelul Pîrîului Sărat aflorează cele mai vechi depozite de la Delenii, deschise în carieră pe o grosime de 15 m ; celelalte depozite sarmaţiene aparţinînd zonei centrale a domului Delenii au fost deschise prin foraj şi carotate continuu în sonda nr. 15 pînă la 1 100 m. Sînt constituite din alternanţe de marne compacte vineţii cu marne nisipoase şi gresii subţiri. Grosimea totală a depozitelor sarmaţiene deschise la zi în domul Delenii este de 60—65 m. Capul acestui complex de strate este deschis şi în pîrîul Bede cu izvoarele sărate de la nord de Băgaciu, ca şi în mijlocul satului Hărănglab.

Probele de teren colectate din deschiderea de la cariera Delenii indică prezenţa besarabianului pe baza microfaunei caracteristice, formată din : *Elphidium angulatum* (Egger), *Elphidium crispum* (Linné), *Elphidium*

excavatum (Reuss), *Elphidium macellum* (Fichtel et Moll), *Nonion gronasum* (d'Orb.).

Din zona marnoasă cu intercalaţii de nisipuri care dau izvoarele sărate de pe pîrîul Bede, s-a separat o asociaţie microfaunistică caracteristică besarabianului inferior, care conţine : *Elphidium aculeatum* (d'Orb.), *Elphidium* aff. *crespinae* Cush., *Elphidium crispum* (Linné), *Elphidium macellum* (Fichtel et Moll), *Quinqueloculina laevigata* d'Orb., *Nonion granosum* (d'Orb.), *Streblus beccarii* (Linné), *Sphaeridia papillata* Heron-Allen-Earland.

OARBA-DE-MUREŞ

Situată pe malul drept al Mureşului, la nord-est de localitatea Iernut, unde sarmaţianul este deschis pe o grosime mare între Oarba şi Dileul-Nou. Pentru limita pliocen-miocen prezintă interes numai deschiderile din zona denumită „Rupturi" de la sud-vest de localitatea Oarba.

În prima deschidere de pe malul drept al Mureşului se prind la partea superioară tuful şi zona cu nisipuri de Bazna, la partea inferioară a deschiderii fiind marne sarmaţiene cu o intercalaţie de tuf vulcanic de 1,20 m grosime.

Analiza microfaunistică a probelor colectate din această primă deschidere arată următoarea asociaţie : *Articulina mayori* Cush., *Quinqueloculina laevigata* d'Orb., *Sphaeridia papillata* Heron-Allen-Earland.

Această microfaună permite să se constate că baza deschiderii de la Oarba-de-Mureş împreună cu tuful gros aparţin părţii superioare a volhinianului şi părţii inferioare a besarabianului.

Urmează către partea superioară a deschiderii o serie de strate care aparţin besarabianului, conţinutul microfaunistic fiind format din următoarele specii : *Elphidium crispum* (Linné), *Elphidium* aff. *crespinae* Cush., *Elphidiummacellum*] (Fichtel et Moll), *Quinqueloculina laevigata* d'Orb., *Nonion granosum* (d'Orb.), *Nonion inexcavatum* (Cush. et Applin), *Streblus beccarii* (Linné), *Leptocythere scita* Trb.

Probele colectate la partea superioară a besarabianului, sub zona bancului gros de nisipuri, echivalente cu nisipurile de Bazna, conţin, pe lîngă asociaţia microfaunistică caracteristică besarabianului, şi numeroase remanieri din formaţiuni preexistente, dovadă a unei transgresiuni marine care a avut loc în partea superioară a besarabianului.

Dintre formele remaniate mai frecvente sînt : *Ammodiscus incertus* (d'Orb.), *Globigerina bulloides* d'Orb., *Globotruncana arca* (Cush.), *Globotruncana linnaeana* (d'Orb.), *Gümbelina globulosa* (Ehr.), *Rhabdammina linearis* Brady. Aceste ultime forme se situează la limita dintre sarmaţian şi pliocen.

Urmărind un profil continuu, din zona bancului gros de nisipuri pînă la tuful de Bazna, găsim că stratele aparţin pliocenului inferior. Vîrsta acestor strate s-a apreciat pe criterii microfaunistice. Caracteristice pentru pliocenul inferior sînt : *Streblus beccarii* (Linné) şi *Cyprideis heterostigma sublittoralis* Pokorny.

Dintre formele remaniate au fost identificate : *Globigerina bulloides* d'Orb., *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Globorotalia menardii* (d'Orb.),

Glomospira charoides (Park. et Jones) var. *corona* Cush. et Jarvis, *Globotruncana arca* (Cush.), *Globotruncana linnaeana* (d'Orb.), *Globotruncana stuarti* (Lapparent), *Gümbelina globulosa* (Ehr.), *Hyperammina elongata* Brady, *Rhabdammina linearis* Brady, *Spiroplectammina dentata* (Alth.), *Uvigerina mexicana* Nuttall.

Se menționează că în partea de jos a bancului de nisip apar numeroase forme remaniate, în timp ce formele caracteristice au o frecvență redusă. Înaintînd spre tuful de Bazna, frecvența remanierilor scade și crește cea a formelor caracteristice.

I. Costea și N. Balteș ((2), p. 201) au constatat la Oarba-de-Mureș că la nivelul complexului de strate, care conține intercalat tuful de Bazna, microfauna indică limita dintre besarabian și pliocen, respectiv dintre zona cu *Sphaeridia papillata* și zona cu ostracode tipic pliocene, ceea ce dovedește că pliocenul este transgresiv peste sarmațianul mediu.

Deasupra tufului de Bazna, în deschiderea a doua de la Oarba, se află depus în continuare pliocenul inferior, identificat pe baza unei asociații de ostracode, dintre care au fost determinate : *Candona multipora* Pok., *Candona parallela pannonica* Zalányi, *Caspiocypris candida* (Livental), *Cypria candonaeformis* (Schweizer), dinți și resturi scheletice de pești.

În perfectă concordanță de sedimentare cu pliocenul inferior se află depus ponțianul, identificat într-o serie de probe colectate îndeosebi din marnele situate deasupra zonei nisipoase din deschiderea a doua. În asociația diagnostică a ponțianului au fost identificate următoarele ostracode : *Bakunella dorsoarcuata* Zalányi, *Camptocypria balcanica* Zalányi, *Candona* (*Lineocypris*) *hodonensis* Pokorny, *Caspiocypris rada* Stanceva, *Lineocypris trapezoidea* Zalányi, *Leptocythere praebacuana* var. *frequentis* Stanceva, *Loxoconcha rhombovalis* Pok., *Pontoniella acuminata* (Zalányi), *Pontoniella acuminata* (Zal.) var. *striata* Mandelstam, *Turkmenella caspia* Mandelstam.

*

Analiza microfaunistică a probelor din deschiderile de la Bazna indică prezența pliocenului inferior în zona nisipurilor de sub nivelul tufului de Bazna și a sarmațianului mediu în marnele din carieră. Limita reală pliocen-miocen poate fi trasată la contactul nisipurilor cu complexul marnelor din carieră, respectiv la prima apariție a pachetelor de calcare dolomitice cu care începe pliocenul.

Asociația microfaunistică a nisipurilor deschise în flancul de sud al domului Delenii este identică cu cea a nisipurilor de la Bazna, și a marnelor deschise în Pîrîul Sărat de la Delenii, care aparțin besarabianului.

Atît la Bazna, la Delenii, cît și la Oarba-de-Mureș, nu se poate pune în evidență o concordanță între miocen și pliocen.

Grosimea besarabianului este redusă și se găsește în concordanță cu volhinianul.

Prezența numeroaselor remanieri aflate în besarabianul superior și pliocenul inferior indică nivelul la care s-a produs transgresiunea pliocenă.

CARACTERELE PETROGRAFICE ȘI MICROPALEONTOLOGICE ALE PLIOCENULUI INFERIOR

Analiza de detaliu a profilelor unor foraje de prospecțiune din Bazinul Transilvaniei a arătat că pliocenul inferior este prezent în bazin pe toată întinderea lui. El a fost identificat prin analize micropaleontologice și în zona centrală a bazinului, în deschiderile naturale de la Bazna, Delenii și la Oarba-de-Mureș.

Din punct de vedere litologic, pliocenul inferior este reprezentat în general prin marne, nisipuri grezoase, pe alocuri grosiere, prin calcare dolomitice și intercalații subțiri de calcare albe de apă dulce. La Delenii, în două deschideri, pe flancul de est și cel de sud, s-a putut identifica în pliocenul de bază o intercalație de tuf vulcanic gălbui, de circa 20 cm grosime.

În unele puncte, nisipurile prezintă intercalații de conglomerate mărunte, de exemplu la Delenii în Dealul Stejeri, în Dealul Șur, apoi gresii fine șistoase, mai mult sau mai puțin curbicorticale, și blocuri de calcare dure, grele, galbene-ruginii, dispuse în plăci de 7—8 cm grosime.

La Bazna, în Dealul Capelei, nisipurile de sub stratul de reper al tufului de Bazna sînt bogate în gips secundar cu fișii de 20 — 30 cm de nisip cu pietriș fin de cuarț și intercalații de marne.

La Oarba-de-Mureș se poate constata următoarea succesiune de strate la baza pliocenului de jos în sus :

10 m nisipuri cu marne nisipoase ;
2 m marne cu fețe albe și cu tuf de Bazna ;
47 m marne cenușii bine stratificate cu intercalații subțiri de calcare albe (împreună cu intervalul dintre cele două deschideri) ;
3 m nisipuri în bancuri compacte cu gresii ;
8 m marne cenușii cu intercalații de nisipuri, gresii calcaroase și calcare grele în plăci.

Deasupra acestora urmează, în concordanță de sedimentare, marne cenușii, bogate în intercalații de marne albe de apă dulce cu cardiacee, caracteristice ponțianului.

În ceea ce privește grosimea complexului de strate care constituie pliocenul inferior, aceasta este foarte variabilă, atingînd 466 m în sonda nr. 2 Cenade, 310 m la nr. 1 Filitelnic și 368 m la nr. 3 Nadeș. La nr. 2 Petrilaca, nr. 13 Sîngiorgiu-de-Pădure și nr. 1 Boiu, grosimea este de circa 100 m. Grosimea minimă înregistrată a fost la nr. 1 Tiur de 30 m și la nr. 1 Hamba de 23 m.

La Bazna s-a apreciat o grosime de 130 m, la Delenii de 200 m, iar la Oarba-de-Mureș circa 70 m.

Pe baza prezenței sau a absenței anumitor genuri de ostracode și a prezenței foraminiferului *Streblus beccarii* (Linné), s-a putut face o orizontare a pliocenului inferior, identificîndu-se un orizont inferior și unul superior.

Pentru orizontul inferior, asociația diagnostică este săracă calitativ în forme caracteristice, dintre care amintim : *Streblus beccarii* (Linné), singurul foraminifer care rezistă la îndulcirea apelor, și ostracodul *Cyprideis heterostigma sublittoralis* Pokorny.

Pentru orizontul superior, asociația microfaunistică este formată din ostracode, dintre care au fost identificate : *Candona multipora* Pokorny, *Candona parallela pannonica* Zalányi, *Casiocypris candida* (Livental).

Dacă considerăm complexul de nisipuri de sub tuful de Bazna, observam că acestea sînt pe alocuri ușor conglomeratice, cu multe resturi cărbunoase și cu structură fluviatilă, așa cum a constatat, cu multă intuiție, E. Jekelius (7) încă înainte de 1943, ceea ce ar putea corespunde stratigrafic cu zona puternic nisipoasă și conglomeratică de la Daia —Saschiz de pe bordura de sud-est a bazinului. Aici, la baza depozitelor ponțiene și în acoperișul direct al sarmațianului inferior, se dezvoltă o serie de conglomerate pliocene cu nisipuri grosiere care conțin melanopside și congerii cu talia mare. Complexul acesta de strate aparține *pliocenului inferior*, putînd reprezenta un echivalent al meoțianului extracarpatic.

De altfel, la sud-est de Caransebeș, între satele Vîrciorova și Bolvașnița, deasupra tortonianului se află o succesiune de strate cu congerii și melanopside. Aproape de nivelul acestei faune, Florian Marinescu (9) a întîlnit *Undulotheca parcici*, iar mai la vest, în vatra satului Valea-Timișului a găsit limnocardii, *Congeria banatica* și cu cîțiva metri mai sus foarte multe exemplare de *Orygoceras fuchsi*.

Fl. Marinescu remarcă faptul că *Congeria banatica*, *Undulotheca pancici* și *Orygoceras fuchsi* sînt sincrone cu fauna cu melanopside de la Vîrciorova, comparabilă cu fauna panoniană din Bazinul Vienei și asemănătoare cu fauna de la Soceni din bazinul Mehadiei. Autorul mai relatează același nivel fosilifer la Apadia, vest de Caransebeș, apoi la nord de acest oraș, la un nivel superior, a întîlnit o faună care indică ponțianul.

I. Sümegyi (12) susține că sarmațianul din Depresiunea Panonică, nefiind întreg, nu se poate dovedi în mod sigur decît numai orizontul său inferior, cel mediu fiind nesigur și redus ca grosime. Faciesul salmastru al sarmațianului lipsește complet în Depresiunea Panonică. Între sarmațian și panonian, limita este netă ; atît pe bordură, cît și la interiorul bazinului, panonianul începe cu discordanță, cu o serie de conglomerate. În cele mai multe foraje de la interiorul marii depresiuni se poate bine delimita sarmațianul de panonian.

Depozitele panonianului inferior se pot grupa, după I. Sümegyi în două orizonturi : unul inferior predominant marnos și altul superior predominant argilo-nisipos.

Sîntem de părere că depozitele mio-pliocene din cele două mari bazine din interiorul Carpaților (cel mijlociu al Dunării și cel al Transilvaniei) sînt corelabile și vechile păreri trebuie reconsiderate.

CONCLUZII

Separarea miocenului de pliocen în Bazinul Transilvaniei a preocupat pe toți geologii care au întreprins studii și cercetări în acest bazin. Această separare s-a făcut cu ajutorul marnelor foioase cu tuf de Bazna și în parte cu ajutorul microfaunei.

Pe baza ultimelor rezultate însă, tuful de Bazna și întreg pachetul de strate care-l caracterizează se află intercalate, la Bazna și Oarba-de-Mureș, în zona mediană a complexului de strate care constituie pliocenul inferior. În cazul acesta, tuful de Bazna a avut mai mult un rol provizoriu în delimitarea miocenului de pliocen, limita reală aflîndu-se mai jos, la contactul pliocenului cu sarmațianul mediu. Numai după identificarea bazei pliocenului cu ajutorul microfaunei, s-a putut ajunge la cunoașterea nivelului stratigrafic al discordanței dintre miocen și pliocen.

Cercetările geologice de detaliu efectuate în ultimii 20 de ani, ca și cercetările anterioare, au confirmat constatarea că în pliocen condițiile de sedimentare s-au schimbat față de împrejurările existente în sarmațian. Toate formele fosile citate de autori provin din faciesul salmastru al sarmațianului; ele confirmă deci existența sarmațianului inferior, și în oarecare măsură, a celui mediu. Sarmațianul superior, kersonianul, nu poate fi demonstrat nici pe bază de microfosile și nici prin reprezentanți stratigrafici. Se constată că în sarmațianul mediu s-a micșorat suprafața acoperită de ape, astfel încît unii termeni ai pliocenului sînt transgresivi direct peste sarmațianul inferior. Cu începerea pliocenului se constată o discordanță care apare în legătură cu extinderea zonei ocupate de apele bazinului, strate pliocene tinere depunîndu-se peste formațiuni mai vechi.

Profilele forajelor de prospecțiune executate în bazin indică prezența pliocenului inferior peste sarmațianul mediu. Aceste rezultate sînt confirmate și de analizele microfaunistice efectuate asupra probelor colectate din deschiderile naturale din zona internă a bazinului.

Pe bază de date microfaunistice, se poate afirma că complexul grezos în care se află intercalat tuful de Bazna poate fi conceput ca un facies al nisipurilor și conglomeratelor pliocene inferioare de pe bordura de est a bazinului. Transgresiunea depozitelor pliocene, dovedită în regiunile de bordură, în profilele sondelor de prospecțiune, ca și determinările efectuate în zona internă a bazinului, ne îndeamnă să acordăm acestui fenomen un caracter general, admițînd că nu se poate constata o concordanță între pliocenul inferior și sarmațianul mediu pe tot întinsul Bazinului Transilvaniei.

LA LIMITE MIOCÈNE-PLIOCÈNE DANS LE BASSIN TRANSYLVAIN

RÉSUMÉ

La séparation Miocène-Pliocène dans le Bassin de Transylvanie a préoccupé tous les géologues qui ont entrepris des recherches dans ce bassin. La délimitation de ces deux formations pouvait être faite jusqu'a présent moyennant le tuf de Bazna et en partie moyennant la micro- et la macrofaune.

Les recherches géologiques détaillées effectuées au cours des dernières 20 années ont confirmé la constatation que dans le Pliocène les conditions de sédimentation à l'intérieur du bassin ont changé par rapport aux conditions existentes dans le Sarmatien. Toutes les formes fossiles citées

par divers auteurs confirment l'existence du Sarmatien moyen et inférieur, le Sarmatien supérieur étant absent.

A partir du Pliocène on constate une discordance qui apparaît en liaison avec l'extension de la zone occupée par les eaux du basin, des couches pliocènes se déposant directement sur des formations plus anciennes.

Les profils des nombreux forages de prospection et d'exploitation effectués dans le bassin indiquent la présence du Pliocène au-dessus du Sarmatien moyen.

Ces résultats ont été confirmés par l'analyse micropaléontologique des échantillons collectés des ouvertures naturelles de la zone interne du bassin, de Bazna, Delenii et Oarba-de Mureş.

En se basant sur ces analyses micropaléontologiques on peut affirmer que le paquet gréseux se trouvant sous le tuf de Bazna, ainsi que l'ensemble du complexe de couches de la zone des calcaires dolomitiques, considérés jusqu'ici comme appartenant à la partie supérieure du Sarmatien, correspondent au Méotien et se trouvent situés à la base du complexe de marnes de la partie inférieure du Pontien.

La transgression des dépôts pliocènes, prouvée dans les régions de bordure par les profils des forages de prospection, ainsi que les déterminations effectuées dans la zone intérieure du bassin, nous donnent le droit de considérer le phénomène de transgression comme ayant un caractère général, en admettant qu'on ne peut constater une concordance entre le Pliocène inférieur et le Sarmatien moyen sur toute l'étendue du Bassin de la Transylvanie.

BIBLIOGRAFIE

1. Ciocîrdel R., *Geologia regiunii Bistriţa-Reghin*, Dări de seamă Com. geol., 1953, **37**.
2. Costea I. şi Balteş N., *Corelări stratigrafice pe baza microfosilelor*, Edit. tehnică, Bucureşti, 1962, 201.
3. Ilie D. Mircea, *Cercetări geologice în regiunea Cluj — Cojocna — Turda — Ocna Mureş — Aiud*, An. Com. geol., 1952, **24**.
4. — *Cercetări geologice în regiunea Alba-Iulia — Sibiu — Făgăraş, Rupea*, An. Com. geol., 1955, **28**.
5. — *Cercetări geologice în regiunea Aiud — Teiuş — Alba-Iulia — Ocna Sibiu*, Dări de seamă Com. geol., 1953, **37**.
6. — *Cercetări geologice în regiunea Sebeş — Sibiu — Avrig*, Dări de seamă Com. geol., 1954, **38**.
7. Jekelius E., *Das Pliozän und die Sarmatische Stufe im mittleren Donaubecken*, An. Inst. geol., 1943, **27**.
8. Мандельштам М. И., *Ископаемые остракоды СССР. Семейство Cipridídae*, Ленинград, 1963.
9. Marinescu Florian, *Observaţii asupra panonianului de la Caransebeş*, acest volum 465.
10. Pokorny Vl., *Grundzüge der zoologischen Mikropaläontologie*, Berlin, 1958, **II**.
11. Răileanu Gr., *Cercetări geologice în regiunea Cluj — Apahida — Sic*, Dări de seamă Com. geol., 1955, **39**.
12. Sümegyi Iozsef, *A magyar medencze Pliocenjának ás Pleistocenjának osztályozása*, Beszámoló a magy. földtani intizat munkálatairol, Budapesta, 1941, 65.
13. Vancea A., *Geologia regiunii de la nord de Tg. Mureş*, St. şi cerc. geol. geofiz. geogr., Seria geologie, 1965, **10**, 2.

Academia Republicii Socialiste România
şi
Ministerul Petrolului.

Primită în redacţie la 22 aprilie 1966.

ELEMENTE NOI ÎN FAUNA DE CARDIACEE PLIOCENE DIN BAZINUL VĂII BUZĂULUI

DE

IOANA PANĂ

55(05)

Studiul amănunţit al cardiaceelor din depozitele pliocene de la exteriorul Carpaţilor arată din ce în ce mai multe specii comune cu celelalte bazine ale Paratethysului, strîngîndu-se astfel argumente pentru corelări stratigrafice mai amănunţite.

Evoluţia cardiaceelor salmastre în timpul pliocenului a făcut ca, pe lîngă speciile comune, de obicei puţine la număr şi de talie mică, să se dezvolte în fiecare bazin specii endemice, care ajung la talii mari, devin numeroase şi dau astfel caracteristica fiecărui bazin. Primele studii paleontologice au tratat în special aceste forme de talie mare, din care cauză speciile comune întîlnite sporadic erau foarte rar citate. Referindu-se la genul *Limnocardium*, A. G. Eberzin (1942) remarcă numărul mic de forme comune între bazinul dacic şi cel pontic, citate pînă la acea dată de autorii români. Astfel, în 1896, S. Ştefănescu (11) descrie o singură formă pontică : *Limnocardium nobile*. Ionescu Argetoaia (1918) citează pe *Limnocardium subsquamulosum* şi o serie de specii pe care le atribuie genului *Cardium*, dar care astăzi sînt incluse în genul *Limnocardium*, cum sînt : *Cardium apertum*, *C. munsteri*, *C. mayeri*, *C. emarginatum*. În 1932, E. Jekelius (6) descrie din dacianul din regiunea Braşov (zona internă a Carpaţilor) o serie de specii comune însă cu bazinul panonic cum sînt : *Limnocardium barzavie*, *L. nuci*, *L. secans*, *L. fuchsi*, *L.* cf. *conjugens*, *L. aitense*.

Dacă luăm în considerare toate cardiaceele pliocene, nu numai genul *Limnocardium*, numărul speciilor comune citate pînă la acea dată (1942) se ridică, dintre ele făcînd parte *Caladacna steindachneri*, *Phyllocardium planum*, *Paradacna abichi*, *Monodacna pseudocatillus*, *Didacna subcarinata*.

St. şi cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie t. 12 nr. 2 p. 413–423 Bucureşti 1967

Reluarea studiilor depozitelor pliocene în ultimii 15 ani (I. Motaș, D. Patrulius, E. Hanganu, I. Pană, M. Pauliuc, Fl. Marinescu) a avut ca rezultat o inventariere mai atentă a faunei, scoțînd la iveală noi genuri și specii comune, fie pentru întregul Paratethys, fie numai pentru bazinele cu o comunicare directă.

O statistică pentru întregul bazin dacic încă nu se poate face, deoarece studiile sînt în curs de dezvoltare, multe rezultate nefiind încă comunicate.

Faptul că determinările se făceau după caracterele vizibile la formele adulte, fără a se ține seama de dezvoltarea lor ontogenetică, a constituit o dificultate în separarea speciilor, adeseori stadiile embrionare fiind considerate ca specii aparte față de exemplarele adulte ale aceleiași specii. Această dificultate o întîmpinăm încă și astăzi, deoarece nu totdeauna avem posibilitatea să separăm din același afloriment sau cel puțin din același strat exemplare care să ilustreze întreaga linie ontogenetică. Recoltarea lor din aflorimente diferite nu ne dă certitudinea că ele reprezintă stadii succesive de dezvoltare a aceleiași specii, cu atît mai mult cu cît stadiile embrionare se aseamănă de la o specie la alta.

Pentru unele specii, materialul recoltat de noi ne-a oferit serii ontogenetice, iar pentru multe altele numai cîte un exemplar; acesta însă, nefiind citat pînă acum în literatura noastră, l-am figurat și descris, urmînd ca ulterior să se facă unele completări.

Stabilirea genurilor și a subgenurilor de cardiide salmastre după criterii evolutive și morfologice ridică problema repartiției lor spațiale. În funcție de prezența sau absența speciilor comune, se fac interpretările paleogeografice, se argumentează comunicările sau lipsa de comunicare dintre bazinele din cadrul Paratethysului, precum și sensul migrării unor forme. Speciile recent determinate aduc unele modificări în aceste interpretări.

Din totalul de 31 de genuri și subgenuri de cardiacee stabilite de A. G. Eberzin, la care se adaugă genul *Parvidacna* separat de Stevanovič, am putut recunoaște în regiunea Buzău 20 de genuri și subgenuri. Diferența față de etapa anterioară (1942), cînd erau citate 5 genuri comune, este clară. Această diferență apare de asemenea dacă ne referim la numărul de specii comune (10 în etapa anterioară, 30 întîlnite de noi).

În afară de acestea, apar unele specii care nu au putut fi încă determinate și un gen pe care provizoriu îl atribuim genului *Parvidacna*, deoarece singurul exemplar de care dispunem nu a permis studierea dentiției. Ca ornamentație este diferit de tot ce este descris în literatură ca specii de cardiacee pliocene.

Descrierile pe care le facem în această lucrare se referă numai la genurile și speciile noi întîlnite în regiunea Buzău.

Diagnozele speciilor descrise în lucrarea de față au fost completate cu elemente noi, care nu sînt cuprinse în diagnozele autorilor care au creat aceste specii.

Genul **Limnocardium** Stoliczka, 1871 (emend. Andrussow, 1903)

Subgenul ***Tauricardium*** Eberzin, 1942

Limnocardium (Tauricardium) subsquamulosum finitima Eberzin

(Pl. II, fig. 1 şi 2)

1947 *Limnocardium* (*Tauricardium*) *subsquamulosum finitima* Eberzin, p. 48, pl. V, fig. 3—6 a.

Singurul exemplar de care dispunem, deşi de talie mică, este bine conservat, încît se văd atît caracterele interne, cît şi cele externe. Din planşa I reiese că exemplarul nostru se încadrează în limita inferioară a numărului de coaste indicate de A. G. Eberzin (2) (10 coaste anterioare, 5 coaste posterioare).

Dimensiuni: înălţimea 18 mm; lungimea 10 mm; grosimea 3 mm.

Proveniență: dacian superior (nivelul cu limnocardiide), valea Plopeasa (regiunea Berca).

Subgenul ***Euxinicardium*** Eberzin, 1947

Limnocardium (Euxinicardium) cf. subodessae Sinzow

(Pl. VI, fig. 39 şi 40)

1903 *Limnocardium subodessae* Andrussow, fasc. I, p. 44, fig. 2.
1943 *Limnocardium subodessae* Gillet, p. 49, pl. V, fig. 1a, 2a.
1947 *Limnocardium* (*Euxinicardium*) *subodessae* Eberzin, p. 59, pl. V, fig. 2.

Mulajul se deosebeşte de exemplarele figurate de A. G. Eberzin, deoarece cele 7 coaste de pe suprafaţa anterioară au pe părţile laterale două muchii. Exemplarele care păstrează cochilia (figurate anterior, I. Pană, 1966) nu justifică apariţia acestor două muchii laterale. Ultimele 3 coaste sînt uşor asimetrice. Costulele (în număr de 4) sînt mai puţin reliefate decît la exemplarele figurate de A. G. Eberzin.

Dimensiuni: lungimea 5 mm; înălţimea 4 mm; grosimea 2,5 mm.

Proveniență: dacian superior, valea Runcu.

Limnocardium (Euxinicardium) subodessae var. **ursina** Eberzin

(Pl. II, fig. 3 şi 4)

1947 *Limnocardium* (*Euxinicardium*) *subodessae* Sinzow var. *ursina* Eberzin, p. 60, pl. VII, fig. 4, 4a.

Ca aspect general seamănă cu *L.* (*Euxinicardium*) *nobile amicorum* Eberzin, de care se deosebeşte prin numărul coastelor şi costulelor.

Numărul (11 coaste, 3 costule) şi forma coastelor (de 3—4 ori mai late la marginea inferioară a cochiliei decît în regiunea umbonală) sînt identice cu *L.* (*Euxinicardium*) *subodessae* Eberzin. Din planşa I reies caracterul şi numărul coastelor; costulele filiforme, ascuţie, păstrează pe ele urmele striurilor de creştere.

Dimensiuni: lungimea 6 mm; înălţimea 5 mm; grosimea 3mm.

Proveniență: dacian superior (nivelul cu limnocardiide), valea Plopeasa.

Limnocardium (Euxinicardium) nobile amicorum Eberzin

(Pl. III, fig. 14)

1903 *Limnocardium amicorum* Andrussow, p. 45, pl. I, fig. 28.
1947 *Limnocardium* (*Euxinicardium*) *nobile amicorum* Eberzin, p. 33, pl. IV, fig. 7—9a.

Conturul valvei este identic cu al exemplarului figurat de N. Andrussow ((1), tab. III, fig. 6). N. Andrussow atrage atenţia asupra variaţiei conturului valvei, fapt care explică deosebirea faţă de exemplarele figurate de A. G. Eberzin ((2), pl. VIII, fig. 7—9 a). Caracterul coastelor corespunde descrierilor ambilor autori (pl. I). Ultimele 5 coaste ale părţii anterioare au secţiune triunghiulară, sînt carenate, înalte şi distanţate, ele fiind gradat asimetrice către partea posterioară. Cele 5 costule sînt din ce în ce mai mici, ultima delimitînd corseletul care, deşi foarte îngust, este clar vizibil.

Caracterele părţii interne nu sînt vizibile.

Dimensiuni: lungimea 8 mm; înălţimea 5 mm; grosimea 1,5 mm.

Proveniență: dacian superior (nivelul cu limnocardiide), valea Plopeasa.

Limnocardium (Euxinicardium) subsyrmiense Andrussow

(Pl. III, fig. 11 şi 12)

1903 *Limnocardium subsyrmiense* Andrussow, fasc. I, p. 46, fig. 29—33.
1943 *Limnocardium subsyrmiense* Gillet, p. 52.
1947 *Limnocardium* (*Euxinicardium*) *subsyrmiense* Eberzin, p. 77, pl. IX, fig. 2—8.

Asimetria coastelor anterioare (6—7) şi a celor posterioare (7) este mai evidentă decît la exemplarul figurat de A. G. Eberzin. Trecerea de la coastele părţii anterioare (27) la costule (6) se face gradat: costulele păstrează caracterul asimetric şi descresc treptat în dimensiuni spre marginea posterioară a cochiliei. La exemplarele foarte tinere, care se păstrează mai ales ca fragmente, se observă striuri de creştere şi striuri longitudinale foarte fine, iar coastele sînt toate simetrice, caracter care apare şi la formele adulte în regiunea umbonală. Corseletul, ca o bandă foarte îngustă, este clar numai la exemplarele de talie mare.

Caracterele părţii interne corespund descrierii date de A. G. Eberzin.

Dimensiuni : lungimea 7—15 mm ; înălţimea 5—11 mm ; grosimea 3—5 mm.

Proveniență : dacian superior (nivelul cu limnocardiide), văile Plopeasa, Tîrcov şi Sărăţel.

Limnocardium (Euxinicardium) subsyrmiense var. lecta Eberzin

(Pl. III, fig. 13)

1947 *Limnocardium* (*Euxinicardium*) *subsyrmiense* var. *lecta* Eberzin, p. 80, pl. IX, fig. 9.

După numărul coastelor (30) şi forma cochiliei corespunde descrierii făcute de A. G. Eberzin (2). Cochilia apare mai bombată decît holotipul.

Proveniență: dacian superior (nivelul cu limnocardiide), valea Plopeasa.

Limnocardium (Euxinicardium) esperanzae Andrussow

(Pl. IV, fig. 21—29)

1903 *Limnocardium esperanzae* Andrussow, fasc. I, p. 48, tab. IV, fig. 1—3.
1947 *Limnocardium* (*Euxinicardium*) *esperanzae* Eberzin, p. 85, pl. XI, fig. 2—6.

Dispunem de o serie evolutivă, de la exemplare cu protoconcă pînă la forme adulte. În stadiile primare umbonele este mai central, mai proeminent, iar coastele sînt toate la fel, rotunjite, simetrice ; într-un stadiu mai avansat de dezvoltare, conform descrierii lui A. G. Eberzin, umbonele este mai puţin proeminent, deplasat anterior, iar coastele (16 + 7) devin asimetrice, diferenţiindu-se pe sectoare (pl. I). Dentiţia tipică de *Euxinicardium*, ca şi celelalte caractere, corespunde descrierii lui A. G. Eberzin. Lunula şi corseletul distincte.

Dimensiuni : lungimea 1—14 mm ; înălţimea 1—10 mm ; grosimea 1—7 mm.

Proveniență : dacian superior (stratele cu limnocardiide), văile Sărăţel (Berca) şi Plopeasa.

Limnocardium (Euxinicardium) subesperanzae Eberzin

(Pl. IV, fig. 30 şi 31)

1947 *Limnocardium* (*Euxinicardium*) *subesperanzae* Eberzin, p. 84, pl. XI, fig. 1, 1a.

Se deosebeşte de holotip prin conturul mai oval al valvei, umbonele foarte puţin proeminent, lunula mică, corseletul îngust, liniar, coastele (19—21) şi costulele (7) cu aceeaşi asimetrie ca şi la *Limnocardium esperanzae* (pl. I).

Dimensiuni : lungimea 9 mm ; înălțimea 6 mm ; grosimea 2 mm.
Proveniență : dacian superior (nivelul cu limnocardiide), valea Plopeasa.

Limnocardium (Euxinicardium) insolidum Eberzin

(Pl. III, fig. 15—20)

1947 *Limnocardium* (*Euxinicardium*) *insolidum* Eberzin, p. 99, pl. X, fig. 4,5.

Caracterele cochiliei corespund descrierii date de A . G . E b e r z i n pentru indivizii adulți. Noi dispunem și de exemplare foarte tinere, care au toate coastele simetrice, cu contur rotunjit. Prin forme intermediare se poate urmări trecerea la indivizii adulți, la care primele 4 coaste, puțin reliefate, apar ca niște vălurări, iar următoarele 12—14 coaste, înalte, se lățesc mult spre marginea inferioară. Din acestea 7—8 rămîn simetrice, rotunjite, ca în stadiul embrionar, iar ultimele 5—6 coaste devin triunghiulare, înclinate posterior ; costulele, în număr de 5—6, de obicei bine vizibile. Corseletul filiform, practic nedistinct la exemplarele tinere.

Dimensiuni : lungimea 2—5—8 mm ; înălțimea 1,5—4 mm ; grosimea 0,5—2 mm.

Proveniență : dacian superior (nivelul cu limnocardiide), văile Plopeasa, Tîrcov și Sărățel.

Limnocardium (Nargicardium)? sp.

(Pl. V, fig. 37 și 38)

Cochiliile fragmentate de care dispunem păstrează o coastă antero-posterioară înclinată, care delimitează în fața ei o lunulă și 3 coaste foarte înalte și ascuțite, separate de spații intercostale plate și foarte largi ; partea posterioară, rău conservată, pare a fi plană, cu două vălurări slabe. Dentiția nu se păstrează. De aceea în mod provizoriu încadrăm aceste exemplare la subgenul *Nargicardium*, mai ales cu intenția de a atrage atenția cercetătorilor asupra prezenței lor. Ele ar putea să reprezinte și specii ale genului *Prionopleura*. Pînă cînd vom dispune de exemplare bine păstrate, problema rămîne deschisă.

Dimensiuni: lungimea 4 mm ; înălțimea 4 mm ; grosimea 1,5 mm.
Proveniență: dacian superior, valea Plopeasa.

Paradacna storonis Andrussow

(Pl. V, fig. 39)

1951 *Paradacna storonis* Eberzin, p. 57, pl. X, fig. 1—9.

Sculptura cochiliei corespunde descrierii date de A . G . E b e r z i n (3) : coaste înguste și înalte în număr de 14, iar spațiile intercostale de trei ori mai late decît coastele.

Dimensiuni : lungimea 13 mm ; înălțimea 6 mm ; grosimea 2,5 mm.
Proveniență : dacian inferior (nivelul cu pachidacne), valea Sărățel.

Pseudocatillus sp.

(Pl. V, fig. 33 și 34)

Singurul exemplar de care dispunem este de talie foarte mică, cu protoconca vizibilă ; umbonele ascuțit, proeminent este deplasat anterior ; partea anterioară reprezintă circa o treime din lungimea cochiliei, cu marginea cardinală dreaptă și cea anterioară arcuită ; marginea inferioară este slab bombată, cea posterioară triunghiular-rotunjită. Ornamentația foarte bogată este reprezentată prin spini și coaste. Coastele triunghiulare sînt asimetrice, flancul posterior căzînd aproape vertical (pl. I) ; spațiile intercostale, mai înguste decît coastele, sînt plane ; la partea posterioară are o carenă cu spini, în spatele căreia se găsesc 6 costule filiforme, rotunjite. O altă carenă cu spini delimitează între ea și marginea cardinală corseletul îngust, dar clar vizibil, ca și lunula din partea anterioară. Suprafața cardinală unghiular-rotunjită are doi dinți cardinali conici (cel anterior mai dezvoltat), doi dinți laterali anteriori și doi dinți laterali posteriori lamelari. Impresiunea mușchiului anterior rotunjită, iar a celui posterior alungită. Impresiunea paleală cu un sinus larg-rotunjit.

Este posibil să reprezinte stadiul tînăr al unei specii descrise deja în literatură.

Dimensiuni : lungimea 2,5 mm ; înălțimea 1,5 mm ; grosimea 2,8 mm

Proveniență : ponțian superior, valea Sărățel (Berca).

Panticapaea praeduboisi Eberzin

(Pl. VII, fig. 47—51)

1951 *Panticapaea praeduboisi* Eberzin, p. 42, pl. VII, fig. 3—8.

Conturul cochiliei și sculptura corespund descrierii date de A. G. Eberzin. Din planșa I reiese caracterul deosebit al coastelor anterioare, posterioare și al costulelor. Pe întreaga suprafață anterioară, striurile de creștere sînt foarte evidente, luînd aspectul unor solzi. Lunula și corseletul, mici, triunghiular-alungite, efilate spre umbone, apar adîncite și mărginite de o carenă slab crenelată. Suprafața cardinală, mai îngustă decît la holotip, are un dinte cardinal și doi dinți laterali, care, deși rudimentari, pot fi văzuți. Impresiunea mantalei face un sinus larg și rotunjit.

Dimensiuni : lungimea 5—7,7 mm ; înălțimea 3—4,5 mm ; grosimea 1,5—2,5 mm.

Proveniență : dacian superior (nivelul cu limnocardiide), văile Tîrcov, Runcu și Sărățel.

Didacna sp.

(Pl. V, fig. 35 și 36)

Valve cu contur oval, trunchiate posterior, cu umbone bine dezvoltat și robust ; coastele, în număr de 29, cu secțiune dreptunghiular-

rotunjită ; ultimele 5 coaste sînt mai rotunjite, separate de spaţii intercostale foarte înguste, filiforme. Pe cîmpul posterior sînt 9 costule, de asemenea cu secţiune dreptunghiulară, care se şterg spre partea posterioară. Lunula mică, de formă ovală şi corseletul îngust şi alungit sînt mărginite de o coastă fină cu spini mici. Suprafaţa cardinală uşor arcuită prezintă doi dinţi cardinali (cel posterior mai mare), doi dinţi laterali posteriori lamelari şi un dinte lateral anterior lamelar rudimentar.

Dimensiuni : lungimea 15 mm ; înălţimea 10 mm ; grosimea 6 mm.

Proveniență : dacian mediu (nivelul cu *Prosodacna haueri*), valea Sărăţel (Berca).

Didacna subcrenulata Andrussow

(Pl. VII, fig. 43 şi 44)

1951 *Didacna subcrenulata* Eberzin, pl. VI, fig. 1.

Forma cochiliei şi sculptura corespund descrierii date de A. G. Eberzin. Lunula şi corseletul, neindicate de Eberzin, sînt mici şi delimitate de o coastă cu spini.

Dimensiuni : lungimea 12 mm ; înălţimea 10 mm ; grosimea 3 mm.

Proveniență : dacian mediu (nivelul cu *Prosodacna haueri*), valea Runcu.

Plagiodacna carinata Deshayes

(Pl. VII, fig. 45 şi 46)

1951 *Plagiodacna carinata* Eberzin, p. 76, pl. XIII, fig. 1—6.

Exemplarele de care dispunem se deosebesc de cele descrise de A. G. Eberzin prin trecerea gradată care există între coaste şi costule şi printr-o carenă mai atenuată.

Dimensiuni : lungimea 3—12 mm ; înălţimea 2—8 mm ; grosimea 1—8 mm.

Proveniență : dacian superior, valea Plopeasa.

Pteradacna cf. **edentula** Deshayes

(Pl. VIII, fig. 58—61)

1951 *Pteradacna edentula* Eberzin, p. 86, pl. XIV, fig. 8—10.

Numărul şi forma coastelor sînt asemănătoare cu ale exemplarelor descrise de A. G. Eberzin ; spaţiile intercostale plane sînt egale cu coastele în partea anterioară şi mai înguste decît acestea în partea posterioră ; suprafaţa posterioară, uşor concavă, numără 9—12 coaste (mai puţine decît holotipul, care are 14—18), motiv pentru care nu o atri-

buim cu toată siguranța acestei specii. Coastele apar solzoase din cauza striurilor de creștere foarte pronunțate. Pe ambele valve are cîte un singur dinte cardinal. Dimiară și interipaleată. Cochilia fiind foarte fragilă, nu dispunem de exemplare întregi.

Proveniență: dacian superior (nivelul cu limnocardiide), valea Plopeasa.

Monodacna sp.

(Pl. VIII, fig. 52—57)

Valve cu contur dreptunghiular-rotunjit, cu linia cardinală dreaptă sau ușor unghiulară. Suprafața externă prezintă 20—23 de coaste, dintre care 5—6 cu contur triunghiular, 16—17 cu contur pătratic-rotunjit; ultima coastă a părții anterioare, ca o carenă, separă în sectorul posterior 6—7 costule bine dezvoltate. Lunula oval-triunghiulară, corseletul îngust alungit, ambele mărginite de o carenă cu spini. În tot lungul liniei cardinale, atît exemplarele tinere, cît și cele adulte au spini bine dezvoltați. Dentiția pe valva dreaptă constă dintr-un dinte cardinal și dinți laterali rudimentari. Sinusul paleal este bine dezvoltat.

Dimensiuni: lungimea 5—7 mm; înălțimea 1—4 mm; grosimea 0,5—1,5 mm.

Proveniență: dacian superior (nivelul cu limnocardiide), văile Tîrcov, Sărățel și Plopeasa.

Parvidacna? sp.

(Pl. VI, fig. 41 și 42)

Cochilie de talie mică (4 mm lungime), foarte fragilă, oval-alungită, cu umbonele proeminent. Pe jumătatea anterioară prezintă coaste fine radiare, care intersectează striurile de creștere, formînd o rețea. O carenă separă partea posterioară, pe care se văd două coaste radiare, ultima delimitînd un corselet îngust și adînc, ca un jgheab. Nu cunoaștem caracterele părții interne.

Dimensiuni: lungimea 4 mm; înălțimea 3 mm; grosimea 1,5 mm.

Proveniență: dacian superior, Prîscov.

Limnodacna? sp.

(Pl. II, fig. 5—10)

Sub numele de *Limnodacna* am grupat exemplare diferite atît ca talie, cît și ca aspect. Ele provin din același strat (dacian superior, nivelul cu limnocardiide), dar nu din același afloriment. Stadiul embrionar și exemplarul tînăr pot fi atribuite și subgenului *Mochicardium*, dar pot reprezenta și stadiile tinere ale unor specii de *Limnodacna*, gen care se caracterizează prin prezența unei coaste foarte înalte și ascuțite la

partea posterioară a cochiliei. În stadii foarte tinere se observă coaste înalte, rotunjite, separate de spații intercostale plane; într-un stadiu mai avansat, coastele sînt mult mai lățite, mai puțin înalte, iar spațiile intercostale se îngustează. La marginea inferioară a cochiliei, coastele foarte lățite se unesc, se aplatisează complet, spațiile intercostale rămînînd liniare. Lunula și corseletul sînt foarte mici.

Dentiția : pe valva stîngă un dinte cardinal mic și două fosete, un dinte lateral posterior puțin reliefat și unul lateral anterior. Dinții cardinali și cei laterali posteriori se reduc foarte mult, iar cel lateral anterior se dezvoltă foarte mult. Pentru acest motiv am fost tentați să atribuim aceste exemplare la *Pachidacna rumana*, de care se deosebesc însă ca ornamentație, exemplarele adulte de *P. rumana* nemaipăstrînd carena posterioară, ci ultimele 2—3 coaste posterioare sînt mai lățite și cu spațiile intercostale mai înalte.

Dimensiuni : lungimea 2—18 mm; înălțimea 1,5—15 mm; grosimea 3—6 mm.

Proveniență : dacian superior (nivelul cu limnocardiide), văile Plopeasa, Sărățel și Tîrcov.

ПЛИОЦЕНОВЫЕ CARDIACEAE В ОБЛАСТИ БУЗЭУ

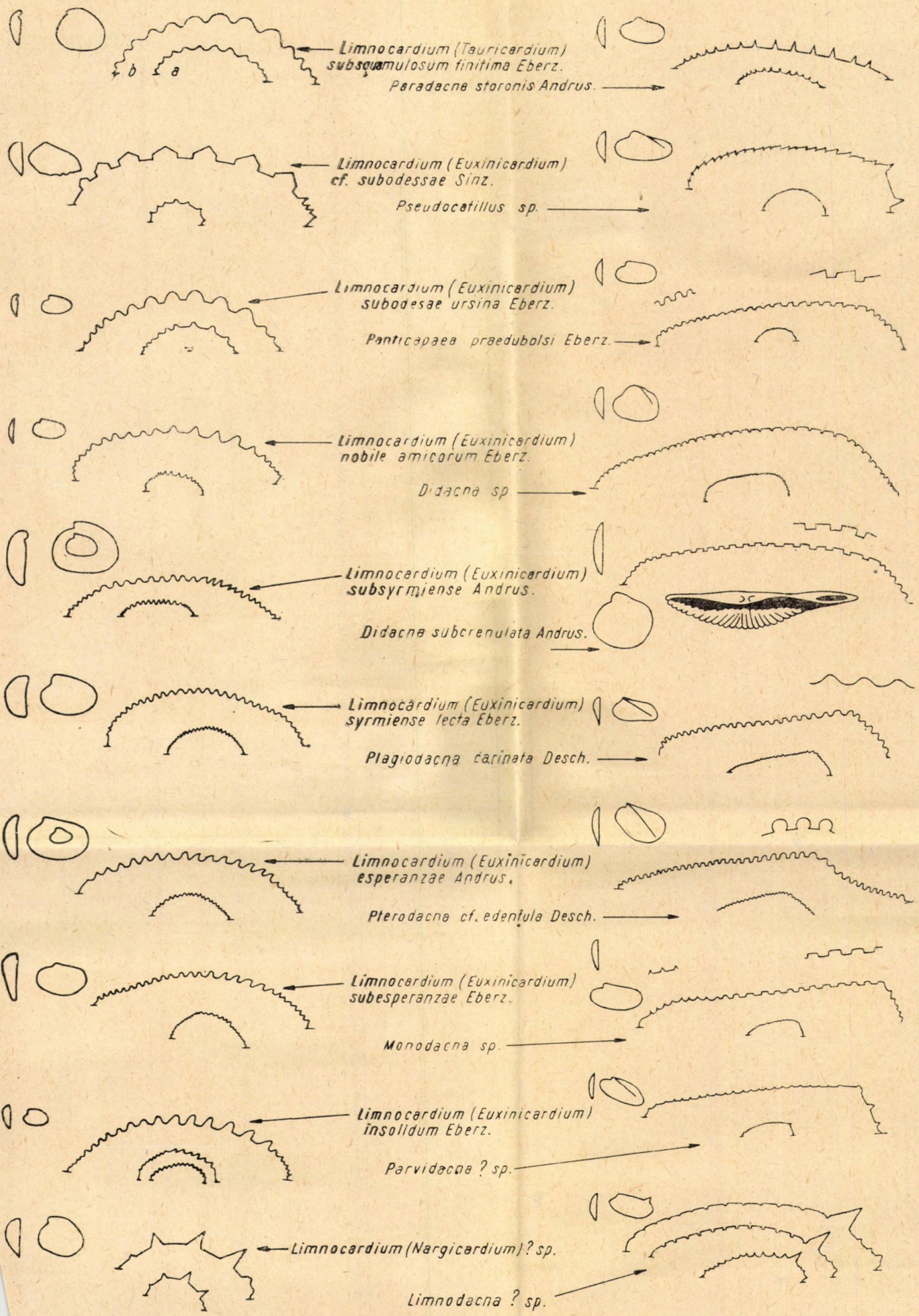
РЕЗЮМЕ

В настоящей работе указывается, что видовое определение до сих пор относилось, главным образом, к большим формам с эндемичными признаками, которые не позволяли делать детальное сопоставление с соседними бассейнами. Внимательные наблюдения стадий эволюции менее известных Cardiaceae мелких размеров позволили нам определить 30 общих видов с понтийским и паннонским бассейнами, что позволяет уточнить связи между бассейнами Паратетиса и направление миграций этих форм.

Описываются и изображаются 20 новых видов для понтийских и дакийских отложений Румынии, а для некоторых устанавливаются и эволюционные стадии.

BIBLIOGRAFIE

1. Andrussow N., *Studien über die Brackwassercardiiden*, Mém. Acad. Sci. S. Pb., seria a 8-a, 1903, *13*.
2. Эберзин А. Г., *Род Limnocardium Stoliczka в плиоцене Понто-Каспийского бассейна*, Труды Палеонтологического Института, Москва, 1947, **XII**, *4*.
3. — *Солоноватоводные кардиоиды плиоцена СССР*, Часть II, Труды Палеонтологического Института, Москва, 1951, **XXXI**.
4. Gillet Suzette, *Les Limnocardiidés des couches à Congéries de Roumanie*, Mem. Inst. geol. Rom., 1943, **IV**.
5. Ionescu Argetoaia, *Contribuțiuni la studiul faunei de moluște pliocene din Oltenia*, An. Inst. geol. Rom., 1914, **VIII**.



a = regiunea umbonală , b = regiunea paleală

Forma, convexitatea și caracterul coastelor cochiliilor de cardiacee din pliocenul superior.

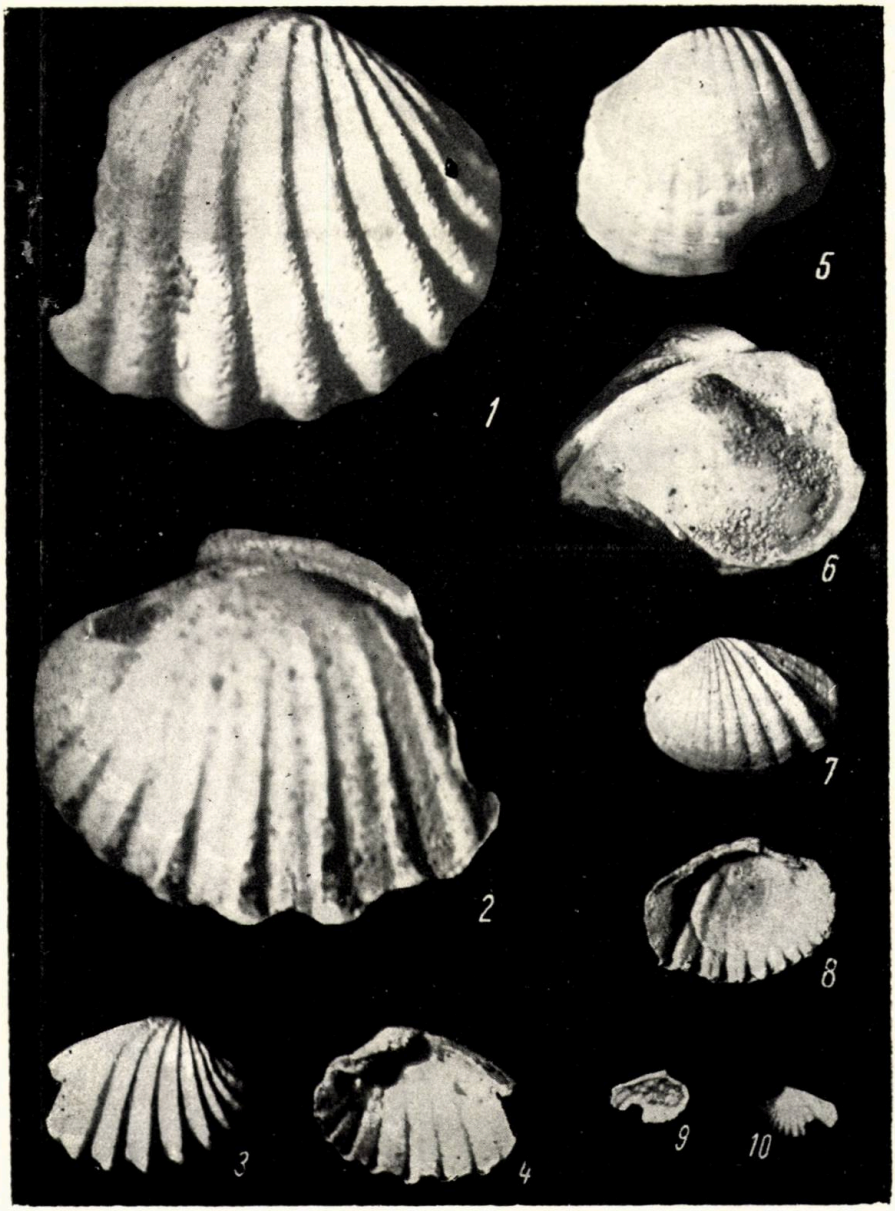


Fig. 1 și 2. — *Limnocardium* (*Tauricardium*) *subsquamulosum finitima* Eberzin. Dacian superior. Valea Plopeasa.

Fig. 3 și 4. — *Limnocardium* (*Euxiniicardium*) *subodessae* var. *ursina* Eberzin. Dacian superior. Valea Plopeasa.

Fig. 5—10. — *Limnodacna*? sp., diferite stadii de dezvoltare. Dacian superior. Sinclinalul Pîrscov.

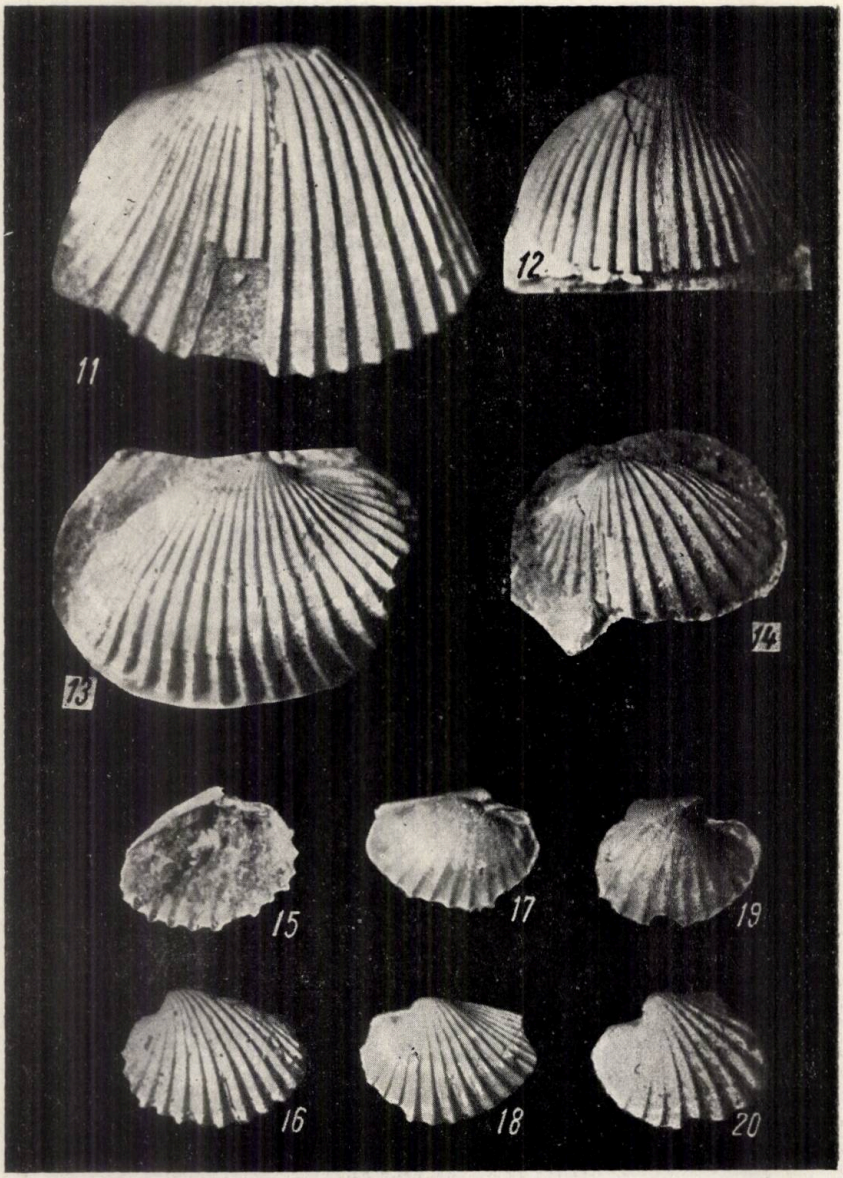


Fig. 11 și 12. — *Limnocardium* (*Euxinicardium*) *subsyrmiense* Andrussow. Dacian superior. Văile Plopeasa, Tîrcov și Sărățel.

Fig. 13. — *Limnocardium* (*Euxinicardium*) *subsyrmiense* var. *lecta* Eberzin. Dacian superior. Valea Plopeasa.

Fig. 14. — *Limnocardium* (*Euxinicardium*) *nobile amicorum* Eberzin. Dacian superior. Valea Plopeasa.

Fig. 15—20. — *Limnocardium* (*Euxinicardium*) *insolidum* Eberzin. Dacian superior. Văile Plopeasa, Tîrcov și Sărățel.

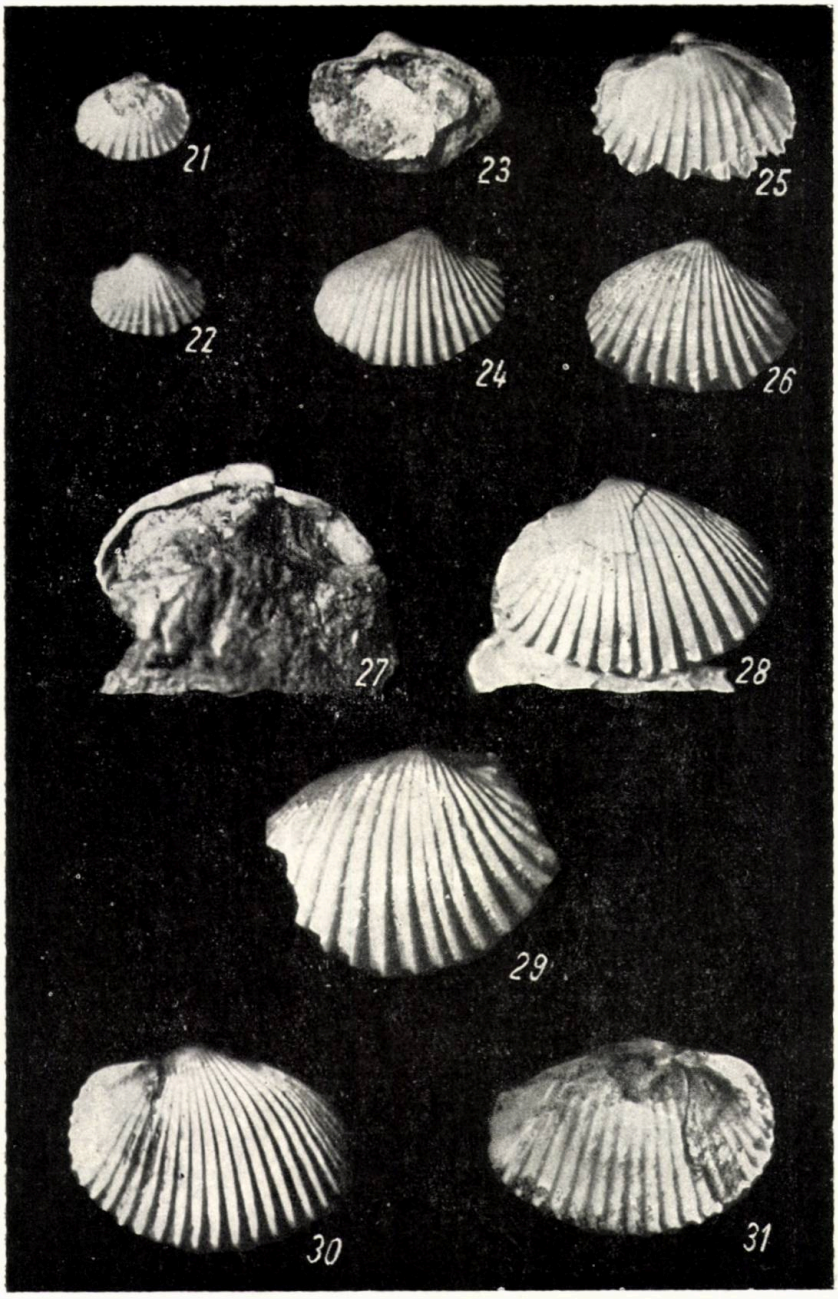


Fig. 21 — 29. — *Limnocardium* (*Euxinicardium*) *esperanzae* Andrussow. Dacian superior. Văile Sărățel (Berca) și Plopeasa.
Fig. 30 și 31. — *Limnocardium* (*Euxinicardium*) *subesperanzae* Eberzin. Dacian superior. Valea Plopeasa.

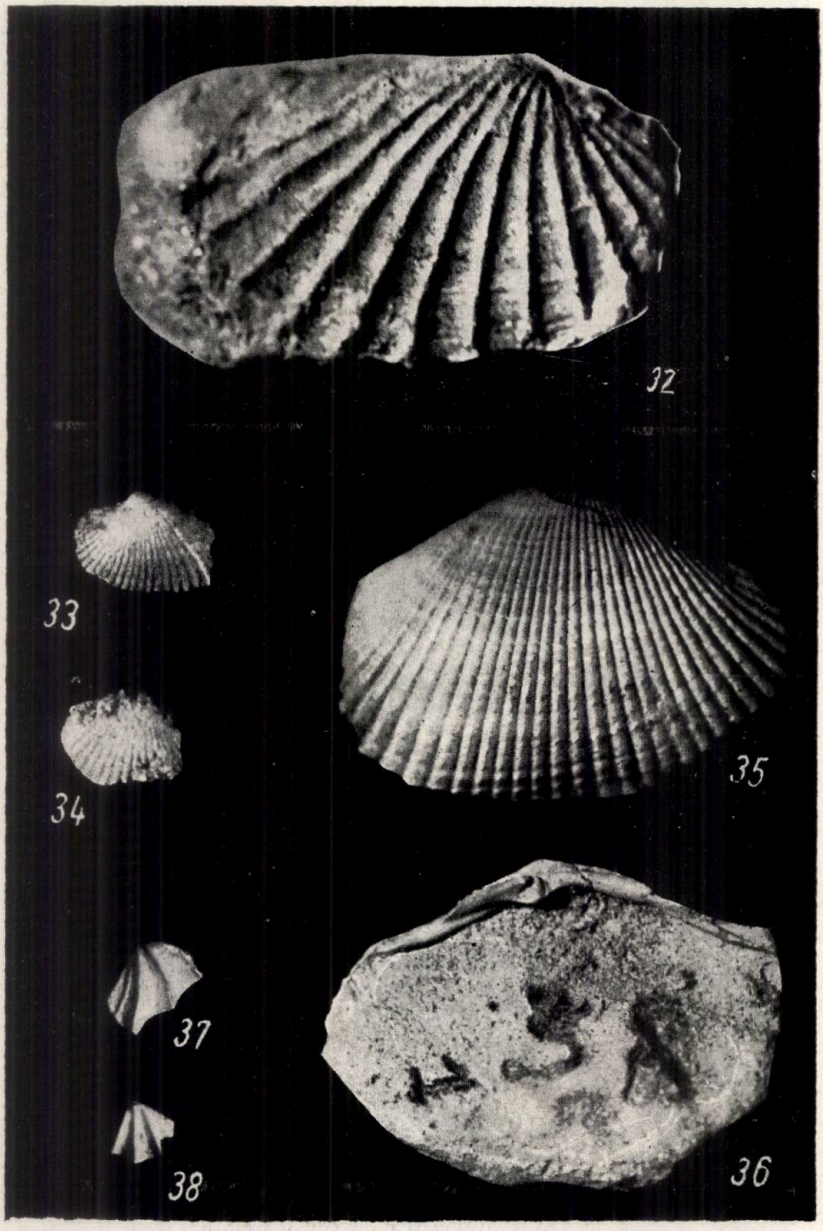


Fig. 32. — *Paradacna storonis* Andrussow. Dacian inferior. Valea Sărățel.
Fig. 33 și 34. — *Pseudocatillus* sp. Pontian superior. Valea Sărățel (Berca).
Fig. 35 și 36. — *Didacna* sp. Dacian mediu. Valea Sărățel (Berca).
Fig. 37 și 38. — *Limnocardium* (*Nargicardium*)? sp. Dacian superior. Valea Plopeasa.

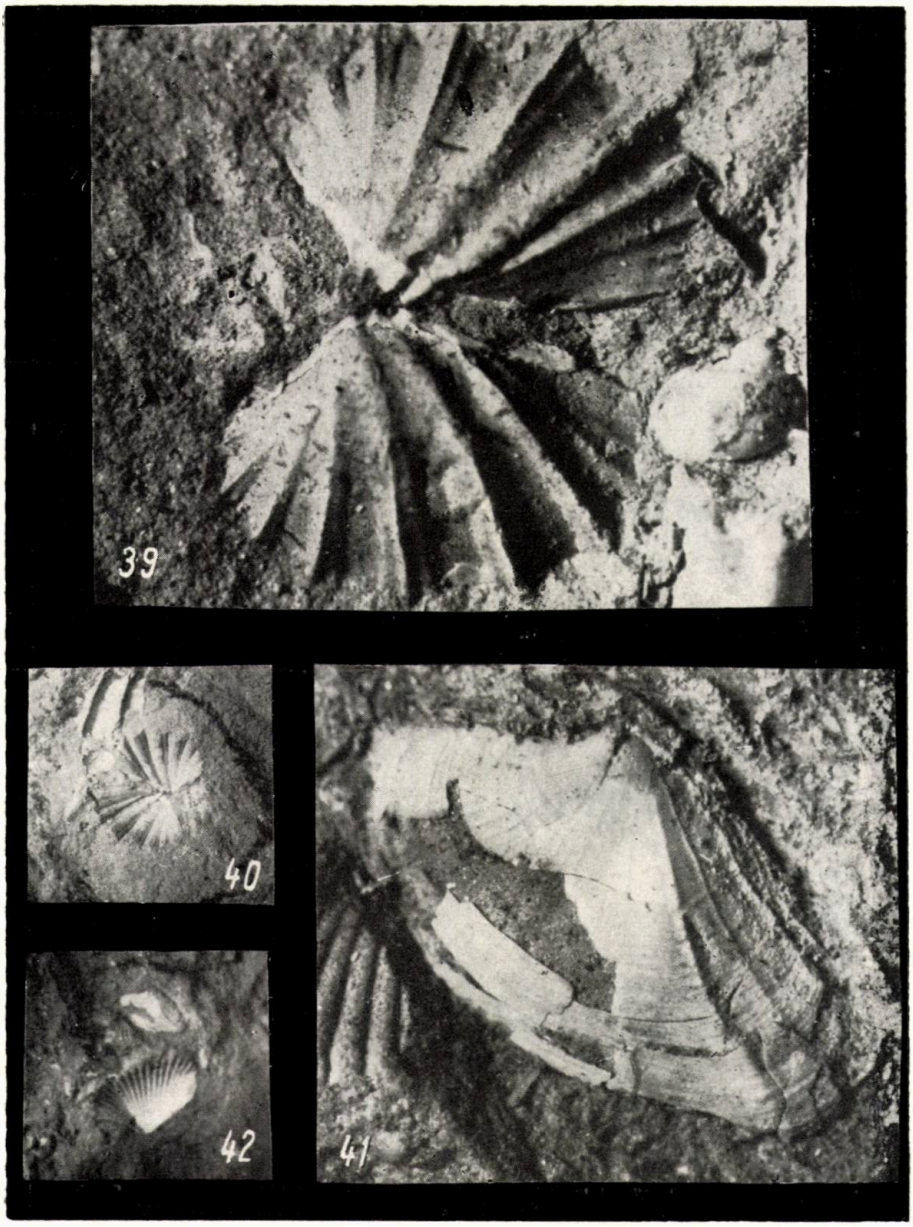


Fig. 39 și 40. — *Limnocardium* (*Euxinicardium*) cf. *subodessae* Sinzow. Dacian superior. Valea Runcu.
Fig. 41 și 42. — *Parvidacna*? sp. Dacian superior. Pirscov.

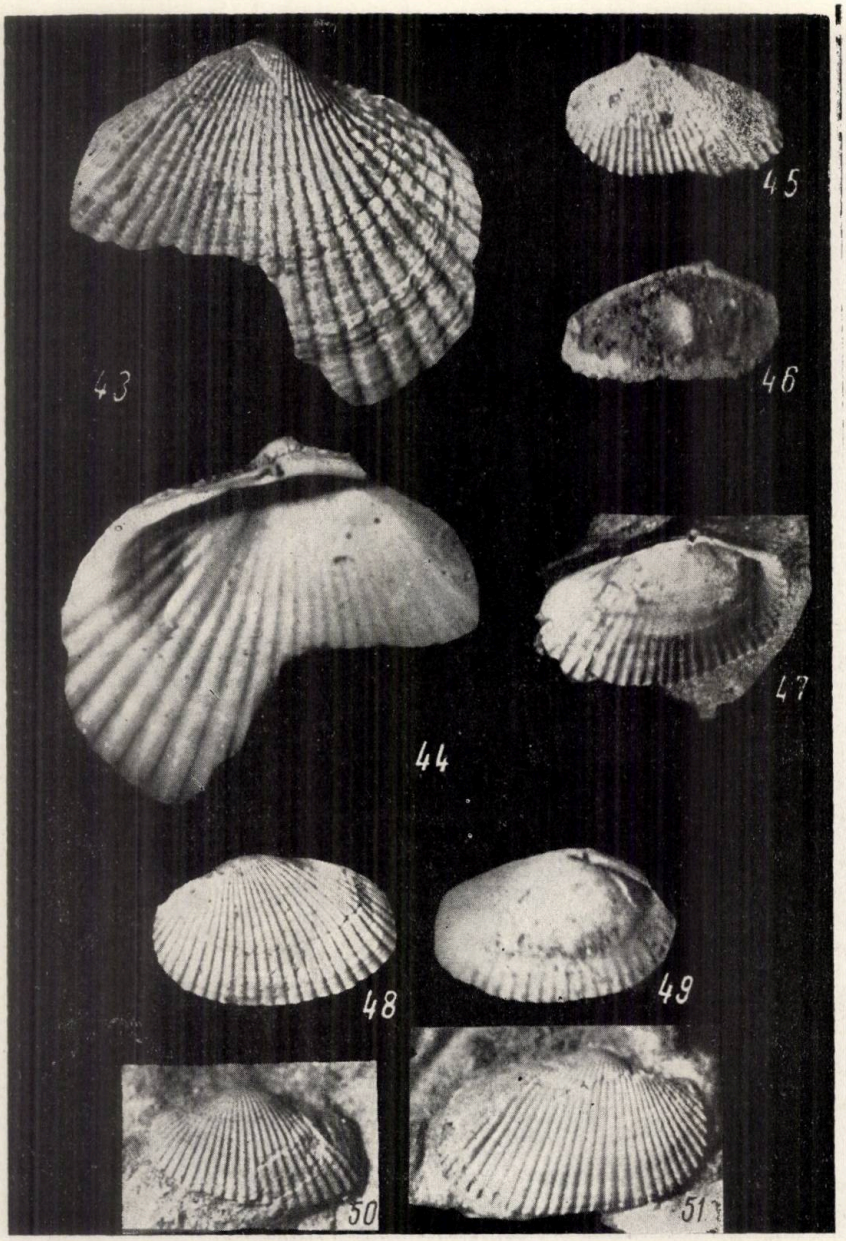


Fig. 43 și 44. — *Didacna suberenulata* Andrussow. Dacian mediu. Valea Runcu.
Fig. 45 și 46. — *Plagiodacna carinata* Deshayes. Dacian superior. Valea Plopeasa.
Fig. 47—51. — *Pantlicapaea praeduboisi* Eberzin. Dacian superior. Văile Tîrcov, Runcu și Sărățel.

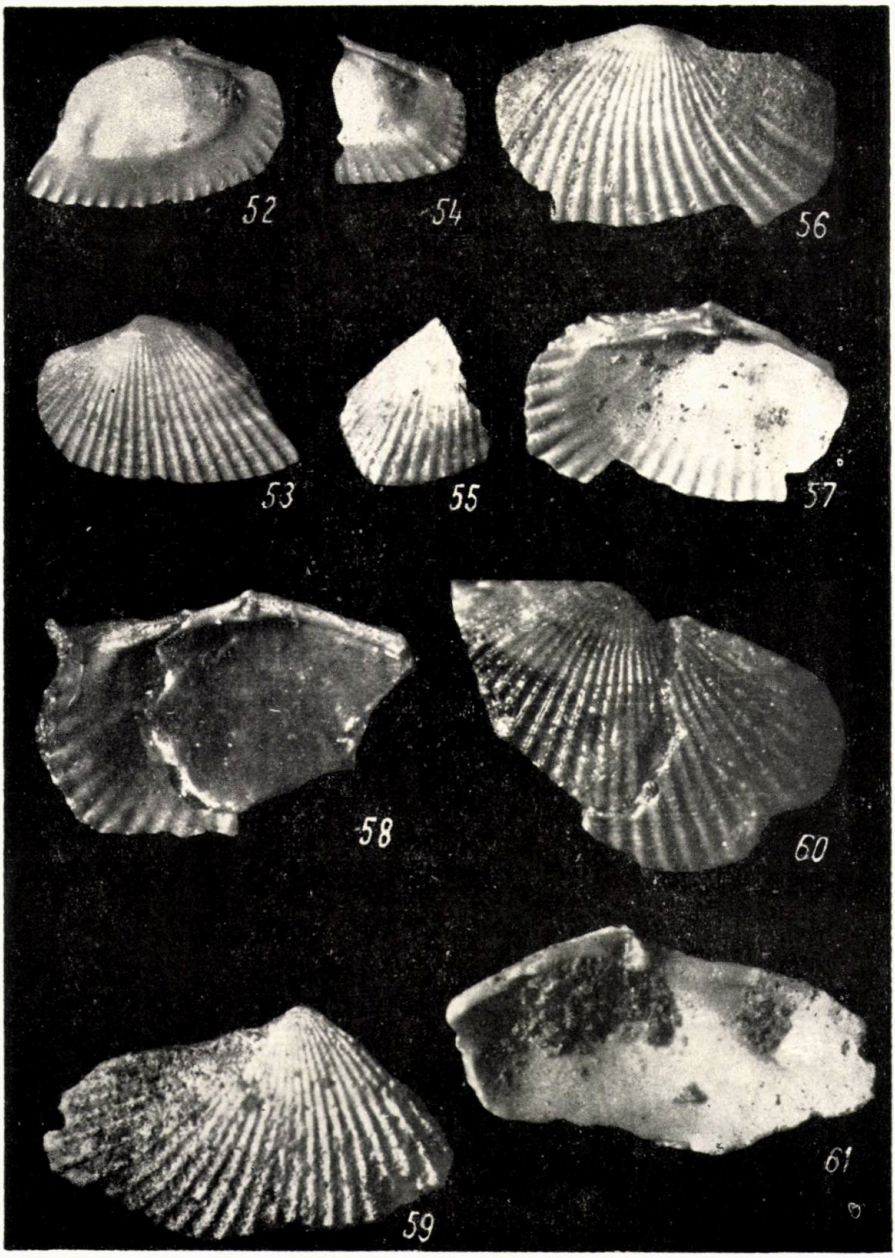


Fig. 52—57. — *Monodacna* sp. Dacian superior. Văile Tircov, Sărățel și Plopeasa.
Fig. 58—61. — *Pteradacna* cf. *edentula* Deshayes. Dacian superior. Valea Plopeasa.

6. Jekelius E., *Die Molluskenfauna der dazischen Stufe des Beckens von Braşov*, Mem. Inst. geol. Rom., 1932, **II**.
7. — *Sarmat und Pont von Soceni*, Mem. Inst. geol. Rom., 1944, **V**.
8. Колесников В. П., *Акчагыльские и апшеронские моллюски*. Палеонтология СССР, Часть III, Москва, 1950, **X**, *12*.
9. Pană Ioana, *Studiul depozitelor pliocene din regiunea cuprinsă între valea Buzăului şi valea Bălăneasa*, St. tehn. şi econ., Seria J, Stratigrafie, *1*.
10. Pană I. şi Münz K., *Date noi asupra dacianului de pe Valea Sărăţelului*, Petrol şi gaze, 1966, **17**, *4*.
11. Ştefănescu Sabba, *Etude sur les terrains tertiaires de la Roumanie. Contribution à l'étude des faunes sarmatiques pontiques et lévantines*, Mém. Soc. Géol. de France, 1896, *15*.
12. Wenz W., *Die Mollusken des Pliozäns der rumänischen Erdölgebiete*, Senckenbergiana, 1942, **24**.

Universitatea Bucureşti,
Facultatea de geologie şi geografie.

Primită în redacţie la 28 aprilie 1966.

TEXTURI DE CURGERE ŞI ALUNECARE SUBMARINĂ ÎN CRETACICUL SUPERIOR DIN PARTEA DE NE A PODIŞULUI MEHEDINŢI

DE

CORNELIU DRĂGHICI

55(05)

INTRODUCERE

În Podişul Mehedinţi, de o parte şi de alta a peticului de şisturi cristaline Bahna — Cloşani şi a formaţiunilor din parautohtonul de Severin, se dezvoltă două fîşii de formaţiuni flişoide pe flancurile sinclinalului autohton Orşova — Cloşani. Aceste formaţiuni au făcut obiectul unor cercetări restrînse în trecut; prima caracterizare cuprinzătoare a depozitelor de fliş din partea centrală şi cea de sud-vest a Podişului Mehedinţi, şi stabilirea vîrstei lor aparţin lui Al. Codarcea (6).

Cercetările pe care le-am efectuat în legătură cu formaţiunile flişoide situate la sud de zona de calcare de la Obîrşia — Cloşani şi la nord de aceea de la Ponoarele — Călugăreni (fig. 1) au ridicat numeroase probleme, care nu au fost analizate în lucrări anterioare (9), (10), (11).

Depozitele flişoide din aceste zone încep cu seria stratelor de Nadanova de vîrstă apţian superioară — cenomanian şi se continuă cu seria brecioasă-conglomeratică de vîrstă turonian — senonian inferioară [1] (fig. 2 şi 3).

Pe suprafaţa ocupată de seria brecioasă-conglomeratică se întîlnesc variaţii litofaciale foarte pronunţate, specifice tipului de fliş haotic, în care se evidenţiază în mod clar texturile de curgere şi alunecare submarină. Pe baza acestor caracteristici, noi am asimilat formaţiunile seriei respective cu olistostromele descrise de E. Beneo (2), (3), (4) şi F. Rigo de Righi (24), (25) în Sicilia şi Apenini sau cu brecia sedi-

[1] Ultima serie este lipsită de fosile; vîrsta ei a fost apreciată pe considerentul că urmează în continuitate de sedimentare peste prima serie.

St. şi cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie t. 12 nr. 2 p. 425–439 Bucureşti 1967

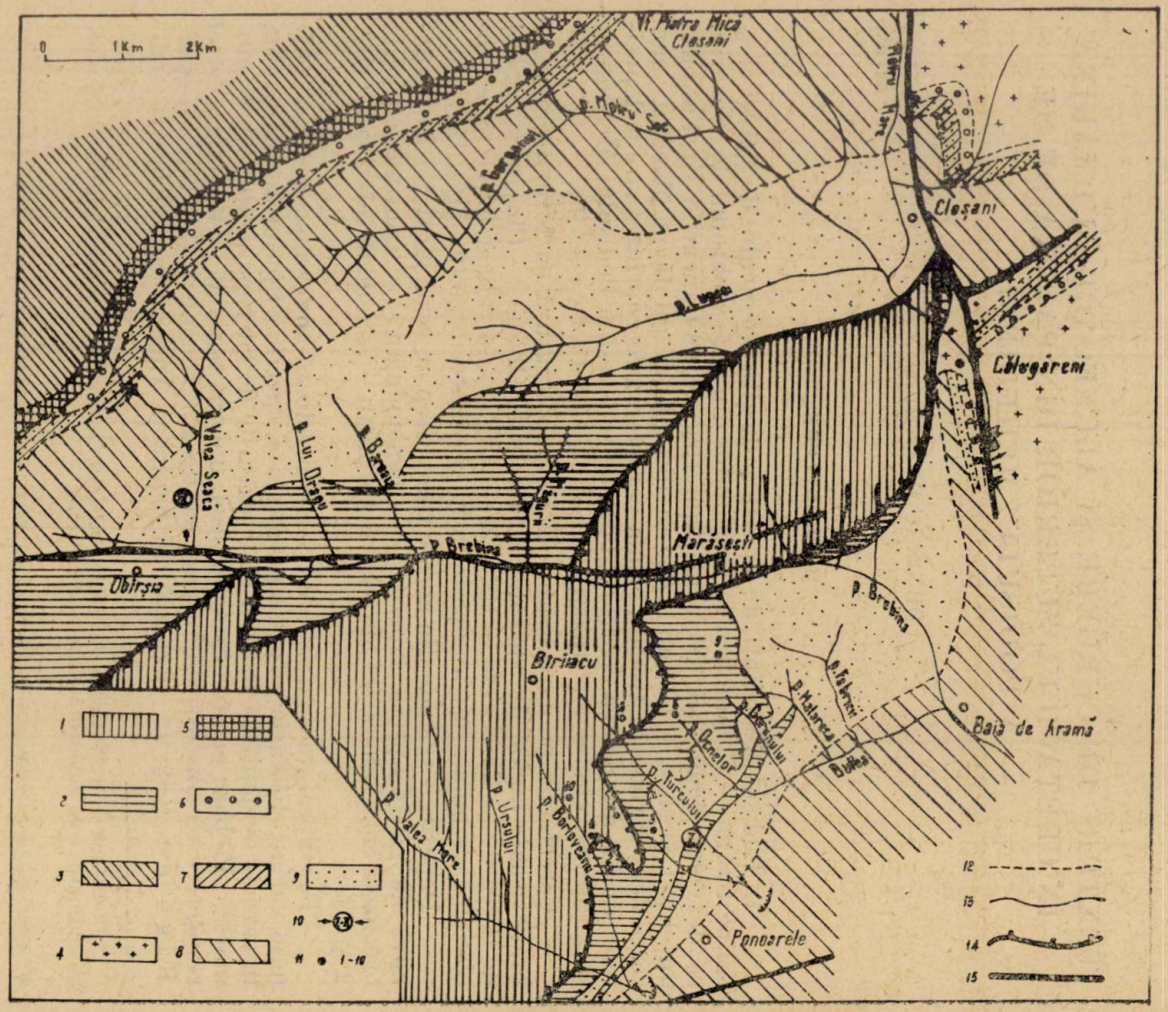


Fig. 1. — Schița geologică a zonei cu formațiuni flișoide dintre Ponoarele — Călugăreni și Obîrșia — Cloșani.

1, Șisturi cristaline mezometamorfice (pînză getică); *2*, diabaze, serpentine, strate de Sinaia și Azuga (parautohton de Severin); jurasic superior-cretacic inferior; *3*, șisturi cristaline epimetamorfice (autohton danubian); *4*, granite de Tismana; *5*, conglomerate și șisturi argiloase (carbonifer?); *6*, conglomerate, gresii și șisturi grezoase (liasic); *7*, calcare dolomitice, oolitice sau compacte (dogger); *8*, calcare albe, cenușii compacte (jurasic superior-cretacic inferior); *9*, formațiuni flișoide cu texturi de curgere și alunecare submarină; *10*, profilele din figurile 2 și 3; *11*, forajele executate la Ponoarele; *12*, limite de formațiuni; *13*, linia de încălecare a parautohtonului de Severin; *14*, linia de încălecare a pînzei getice; *15*, linii tectonice disjunctive (falii).

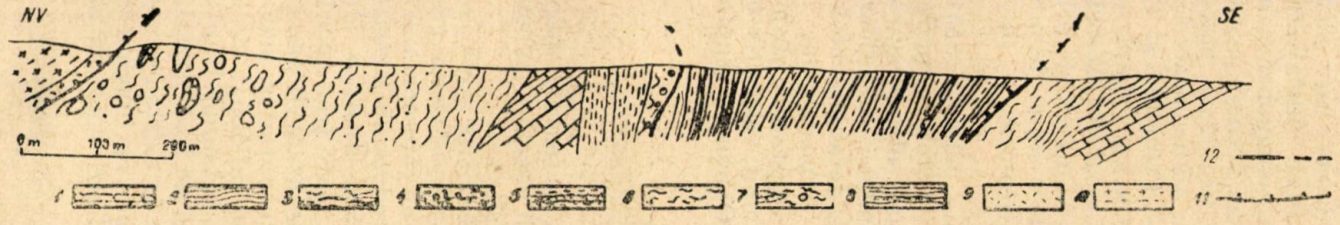


Fig. 2. — Profilul văii Turcului (Ponoarele).

1, Calcare în facies urgonian, baremian superior — apțian inferior ; *2*, marne calcaroase cu *Rotalipora apenninica* (strate de Nadanova) cenomanian. Turonian-senonian = seria brecioasă-conglomeratică ; *3*, șisturi argiloase-solzoase ; *4*, șisturi argiloase-noduloase cu textură confuză ; *5*, șisturi argiloase-solzoase și intercalații de gresii micacee ; *6*, șisturi argiloase-noduloase, microconglomeratice, microbrecioase pînă la conglomeratice și brecioase ; *7*, acumulări cu dispoziție haotică și cu blocuri mari de calcare în masa lor, jurasic superior — cretacic inferior ; *8*, parautohton de Severin, o lamă tectonică de marno-calcare cu intercalații de calcarenite (strate de Sinaia, berriasian-valanginian) ; *9*, serpentinite ; *10*, roci diabazice ; *11*, planul de încălecare al parautohtonului de Severin ; *12*, linie de contact anormal.

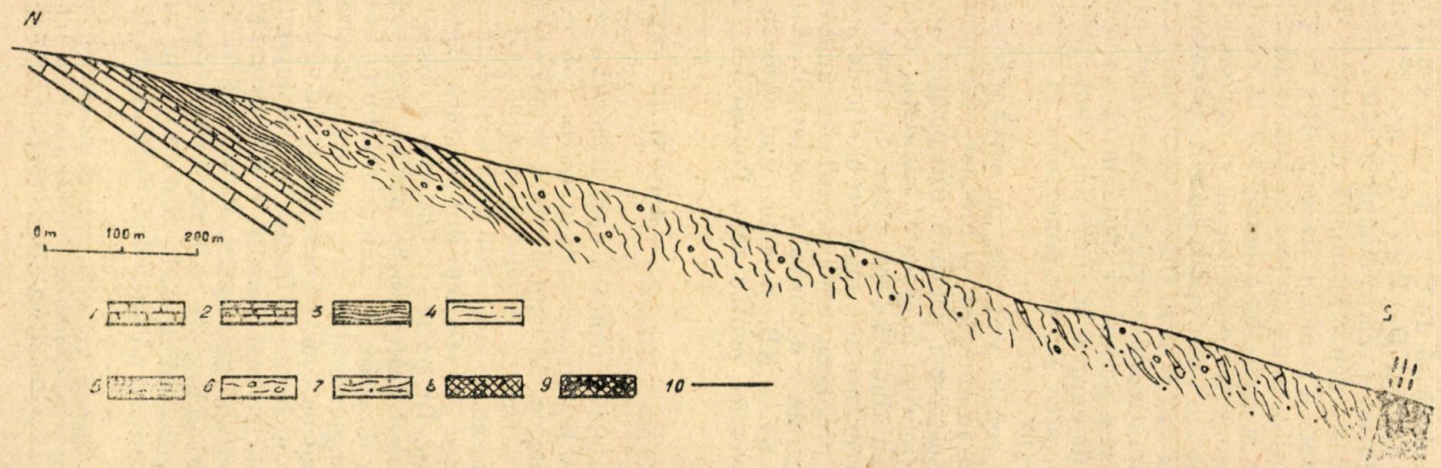


Fig. 3. — Profilul Valea Seacă (Obîrșia).

1, Calcare urgoniene (baremian superior — apțian inferior) ; *2*, calcare marnoase cu neohiboliți (orizontul inferior al stratelor de Nadanova) de vîrstă albian ; *3*, marne calcaroase cu *Rotalipora apenninica* (orizontul superior al stratelor de Nadanova) de vîrstă cenomanian. Turonian-senonian inferior = seria brecioasă conglomeratică ; *4*, șisturi argiloase-solzoase-noduloase ; *5*, șisturi argiloase-solzoase cu intercalații de gresii micacee ; *6*, șisturi argiloase-noduloase, microconglomeratice și conglomeratice ; *7*, șisturi argilo-brecioase sau conglomeratice cu alunecări ; *8*, serpentine (parautohton de Severin) ; *9*, cristalin getic ; *10*, contact tectonic.

mentară descrisă de Gr. Popescu (23), G. Murgeanu şi colaboratori (20) şi D. Patrulius (21) în filişul Carpaţilor Orientali. Existenţa unor relaţii complexe între diferitele tipuri de roci care alcătuiesc aceste depozite suscită un interes deosebit, deoarece cunoaşterea acestor relaţii şi modul de dispoziţie în spaţiu al rocilor componente ne oferă posibilitatea să întrevedem condiţiile în care s-au format aceste depozite şi contribuie nemijlocit la clarificarea unor probleme paleogeografice şi tectonice locale şi regionale [2]. În vederea adîncirii acestor probleme am examinat o serie de profile succesive între Ponoarele şi Titirleşti la sud şi între Obîrşia şi Cloşani la nord, pe care le-am completat cu analiza carotelor extrase din forajele executate la Ponoarele. Această analiză ne-a permis să afirmăm că asemenea depozite s-au format prin procese de curgeri şi alunecări submarine, provocate de o serie de mişcări succesive ale fundamentului în faza de sedimentogeneză şi după aceasta (10), (11).

În zonele amintite, în masa argiloasă cu elemente pelito-aleuritopsamitice în amestec cu blocuri mari pînă la enorme (olistolite), matricea olistostromei prezintă o dispoziţie foarte neregulată, observîndu-se în mod frecvent microcute, ondulaţii, frămîntări cu îndoiri, solzificări, rupturi cu alunecări sau plane de clivaj etc. Din cauza deranjamentelor foarte frecvente şi a modului haotic de prezentare, nu se poate pune în discuţie problema unei stratificaţii uniforme, însă se constată o dispoziţie generală a depozitelor conformă cu structura regiunii, respectiv cu direcţia SV — NE, şi căderi sud-estice pentru zona Obîrşia — Cloşani şi nord-vestice pentru zona Ponoarele — Titirleşti.

ASPECTE DE TEXTURI

În cele ce urmează vom prezenta o serie de aspecte de texturi specifice seriei brecioase-conglomeratice, care corespund unui complex de condiţii genetice, de care ne vom ocupa în capitolul următor.

În orizontul inferior al acestei serii se dezvoltă depozite argiloase, argilo-marnoase sau argilo-grezoase cu interstratificaţii sporadice de gresii micacee. Aceste depozite prezintă procese evidente de microcutare şi solzificare. În partea inferioară a acestui orizont predomină *texturile solzoase-stratificate*; către partea superioară se remarcă apariţia elementelor detritice de dimensiuni din ce în ce mai mari, care trec apoi la argile conglomeratice sau brecioase, în alternanţă cu şisturi argiloase cu aspecte solzoase mai pronunţate şi mai variate decît în cazul anterior. Aceste aspecte sînt legate de fineţea materialului pelitic, de raportul dintre materialul pelitic şi cel aleuritic şi de aportul şi intensitatea presiunii litostatice şi acţiunii gravitaţiei. Pe văile Turcului şi Brebinei au fost întîlnite deschideri în argilite cu *textură fin solzoasă*, imprimată de existenţa unei mase argiloase divizate în solzi cu grosimi submilimetrice şi cu lungimi-lăţimi de ordinul milimetrilor. Suprafeţele de separaţie dintre solzi au as-

[2] Problemele legate de aspectul sedimentării haotice de tipul wildflyschului au fost analizate pe plan regional de Al. Codarcea, Gr. Răileanu, S. Năstăse nu, C. Boldor şi Gr. Pop (7), ajungîndu-se la concluzii similare cu cele enunţate şi de noi (10), (11).

pecte ceroide-onctuoase cu luciu semimetalic, rezultate în urma procesului de alunecare cu fricțiune.

Manifestarea unui proces de laminare mai intens a condus la formarea unor șisturi argiloase cu *textură filiform-solzoasă*, în care solzii au grosimi submilimetrice și lungimi pînă la cîțiva centimetri. Asemenea texturi au fost întîlnite în cîteva nivele de șisturi argiloase pe drumul din valea Brebinei, la Bratilovu. La diverse nivele în coloana litologică apar intercalații de argilite cu *texturi solzoase normale*, avînd grosimea solzilor de ordinul milimetrilor și lungimea de ordimul centimetrilor, sau cu *texturi solzoase-grosiere*, la care raportul lungime-grosime este 1/2 pînă la 1/3 pentru solzii componenți.

În condițiile trecerii de la litotipurile argiloase către cele microconglomeratice sau microbrecioase, se remarcă apariția unor texturi caracteristice, așchioase sau noduloase. Tipul de *textură așchioasă* este specific unor șisturi pelito-aleuritice cu o repartiție foarte neuniformă a materialului component. Prin procesul de alunecare laminară nu a mai avut loc formarea de plane continue de solzi, ca în cazul argilitelor, ci numai o serie de plane imperfecte de solzi, care se pierd pe distanțe mici, trecînd la îndoiri, învăluiri etc. Dispoziția pronunțat filiformă a acestor solzi imperfecți cu caracter pelito-aleuritic le imprimă aspectul unor așchii de lemn sau aspectul unor sfărîmături de lemn putred. În acest caz, planele de solzi sînt aproape șterse, iar rocile se desfac sub forma unor mănunchiuri cu aspect fibros.

Tipul de *textură noduloasă* se dezvoltă cînd în masa de roci argiloase-solzoase participă într-o anumită proporție elemente detritice de mărimea psamitelor grosiere pînă la psefitice fine, dispersate neregulat și mulate de matricea argiloasă cu care formează o masă comună. Ele ar putea corespunde în parte la „pebbly mudstones laminate" ale geologilor americani (22). În condițiile alterației superficiale, în cazul în care elementele detritice au o constituție carbonatică, prin dizolvarea și spălarea carbonatului de calciu se formează șisturile argiloase cu goluri, cărora le sînt specifice *texturile solzoase cu goluri*. Creșterea procentului de elemente detritice și a dimensiunilor acestora determină apariția texturilor brecioase și conglomeratice. Trecerea de la orizontul inferior al seriei brecioase-conglomeratice la orizontul superior are loc o dată cu predominarea acestor texturi, nivelului respectiv fiindu-i specifice acumulările de resedimentare haotică.

Texturile brecioase se prezintă cu aspecte variate, în funcție de dimensiunile materialului remaniat și de modul de dispoziție în spațiu al acestuia. Ele se caracterizează prin existența unei matrice argiloase de culoare neagră, cu sau fără elemente microdetritice remaniate (aleurite sau psamite), în care sînt încorporate blocuri de diverse mărimi. Raportul dintre matrice și blocuri este foarte inconstant, el determinînd cele mai variate aspecte de brecii sedimentare. Sînt foarte frecvente *texturile microbrecioase* și *microconglomeratice* cu aspecte *solzoase* într-o fîșie care se dezvoltă între Obîrșia și Cloșani. Matricea argiloasă, în care materialul aleuropsamitic joacă un rol preponderent, prezintă uneori o dispoziție laminară sau o dispoziție foarte dezordonată, cu plane de solzi sau cu rupturi și îndoiri și îmbracă sau mulează elementele litoide mai fine sau mai grosiere.

Un aspect aparte de textură brecioasă cu dezvoltări frecvente în valea Brebinei şi la NV de Ponoarele îl oferă *acumulările de blocuri neregulate* colţuroase şi semirotunjite, cu diametrul pînă la 25 cm, în proporţii de 60—70% din masa rocii, separate între ele de o argilă solzoasă, care le îmbracă (fig. 4 şi pl. I, fig. 15). În mod frecvent, pe întreaga arie de răspîndire a rocilor cu texturi brecioase se întîlnesc diverse blocuri

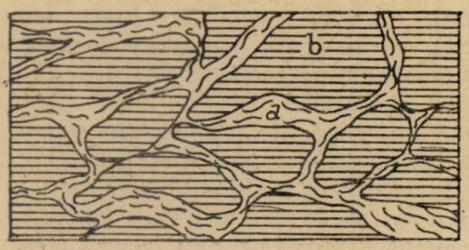


Fig. 4. — Textură brecioasă cu aspect dezordonat la V de Obîrşia. Scara 1 : 10.
a, Matricea argiloasă în proporţie de circa 30% muleaz conturul blocurilor dispuse fără nici un fel de ordine; *b*, blocuri şi fragmente detritice rulate şi semirulate în proporţie de 70%.

(olistolite pînă la megaolistolite) cu dimensiuni normale pînă la enorme sau clipe sedimentare în sensul lui P. Lamare (17), cum este cazul celor din văile Turcului, Ocnelor, Gorunului, Malareca, Fabricii, Brebinei, Lupşei şi Motrului Sec.

Dacă în aceste apariţii cu *texturi brecioase dezordonate* dispoziţia în spaţiu a elementelor litoide remaniate este întîmplătoare, sînt foarte frecvente cazurile în care elementele remaniate au o dispoziţie conformă cu stratificaţia complexului (fig. 5 şi pl. I, fig. 16). Într-o masă argiloasă-solzoasă, uneori cu aspect nodulos, dispusă după direcţia generală a formaţiunii, sînt remaniate blocuri dure şi foarte dure de gresii calcaroase sau calcare grezoase cu vine de calcit identice cu cele din seria stra-

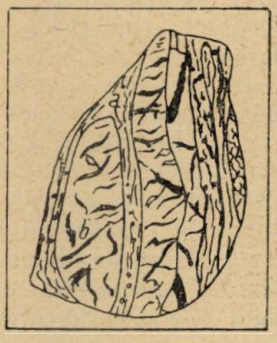


Fig. 5. — Textură brecioasă-solzoasă cu dispoziţie orientată. Forajul 3, Comitetul de Stat al Geologiei, Cracu Muntelui la Ponoarele, adîncimea 215 m. Scara 1 : 3.
a, Matricea argiloasă-noduloasă-solzificată; *b*, blocuri şi fragmente de roci constituite din calcarenite cu vine de calcit de tipul stratelor de Sinaia.

telor de Sinaia din parautohtonul de Severin. Aceste blocuri cu mărimi variate au forme aplatisate, cu grosimi de la cîţiva centimetri pînă la cîteva zeci de centimetri şi lungimi-lăţimi mult mai mari, şi uneori pot ajunge pînă la 2—3 m, fiind dispuse cu axa mare după direcţia stratificaţiei. În mod obişnuit predomină blocurile cu lungimi cuprinse între 10 şi 60 cm. Acestui tip i-am atribuit denumirea de *textură brecioasă-solzoasă cu dispoziţie orientată.*

Texturile conglomeratice prezintă aspecte de la cele microconglomeratice pînă la cele conglomeratice propriu-zise, cu raporturi variate

între masa argiloasă pelito-aleurito-psamitică şi elementele litoide remaniate (pl. I, fig. 17). De asemenea se remarcă numeroase aspecte de *texturi de tranziţie*, de la cele conglomeratice la cele brecioase (fig. 6 şi pl. I, fig. 18) sau de la conglomeratice la cele cu stratificaţie solzoasă (fig. 7 şi pl. II, fig. 19).

Procesele de laminare şi solzificare în matricea argiloasă sînt mai accentuate şi mai evidente cu cît înaintăm către zona axială a acestui bazin (pl. II, fig. 20). Dimensiunile solzilor sînt în raport direct proporţional cu fineţea materialului şi cu presiunile exercitate asupra lui. Matricea argiloasă este dispusă sub forma unor lamine alungite după direcţia planelor de alunecare, care se suprapun peste planele de stratificaţie (pl II, fig. 21). Alunecarea care a avut loc în masa acestor roci este ilustrată în mod evident de oglinzile de fricţiune, de striurile de pe suprafaţa acestor oglinzi şi de

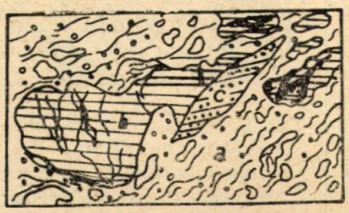


Fig. 6. — Textură de tranziţie, conglomeratică-brecioasă-solzoasă. Forajul 3, Comitetul de Stat al Geologiei, Cracu Muntelui la Ponoarele, adîncimea 203 m. Scara 1 : 2.

a, Matricea argiloasă-solzoasă cu elemente microdetritice ; *b*, bloc de gresii calcaroase cu vine de calcit ; *c*, un bloc de dimensiuni mici, de gresie cuarţoasă.

Fig. 7. — Textură de tranziţie, brecioasă-conglomeratică-solzoasă. Forajul 3, Comitetul de Stat al Geologiei, Cracu Muntelui la Ponoarele, adîncimea 214 m. Scara 1 : 3.

a, Matricea argiloasă-solzoasă cu elemente microdetritice ; *b*, fragmente şi blocuri de dimensiuni mici ; *c*, solzi mai evidenţi după un plan de maximă presiune.

apariţia unor pelicule cu aspect grafitos. În cazul elementelor semirotunjite se observă o tendinţă de rearanjare a acestora cu axa „a" după direcţia planelor de stratificaţie (fig. 7).

Caracterul haotic al acestei serii este imprimat pe plan regional de frecvenţa olistolitelor de calcare şi a altor tipuri de roci şi de dimensiunile acestora, iar pe plan local de frecvenţa blocurilor cu dimensiuni submetrice şi de modul lor de rearanjare. Către zona axială a acestei albii, aspectul haotic şi sălbatic devine elementul principal care caracterizează aceste depozite. Analiza foarte detaliată a unor situaţii locale, care sînt întîlnite foarte frecvent pe valea Brebinei, ne-a permis să constatăm existenţa unor noi aspecte de texturi, care oglindesc prezenţa, pe de o parte, a curgerilor şi alunecărilor submarine şi, pe de altă parte, a prăbuşirilor submarine.

În deschiderile constituite din şisturi argiloase-solzoase cu blocuri de roci competente, se întîlnesc *texturi fluidale contorsionate* (fig. 8) sau îngrămădiri de şisturi argiloase în prezenţa olistolitelor.

Apariţia unor acumulări de material dislocat constituit din roci argiloase de culoare neagră, cu material nesortat, cu plane de solzificare provenite din sedimentele autohtone, cu texturi de tipul celor descrise anterior, dispuse unele peste altele sub forma unor pene-solzi, repre-

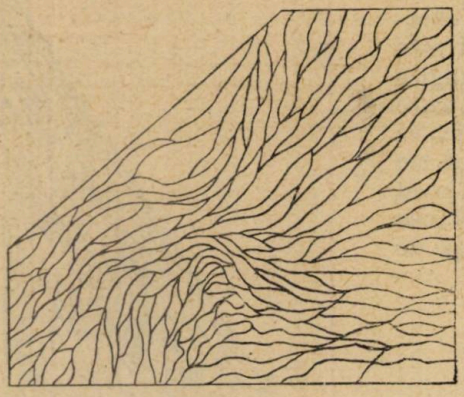


Fig. 8. — Textură solzoasă-fluidală. Deschidere pe drumul de pe valea Brebinei. Scara 1 : 25.

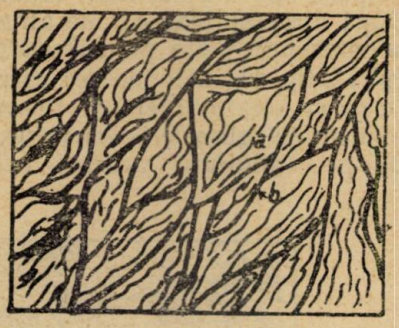


Fig. 9. — Textură solzoasă-solzificată. Deschidere pe drumul din valea Brebinei, la Bratilovu. Scara 1 : 50.

a, Solzi constituiţi din argile solzificate; *b*, plane de alunecare ale solzilor.

zintă tipul de *textură solzoasă-solzificată* (fig. 9). Aceste pene-solzi au înclinări uniforme, dimensiuni variabile, cu grosimi de la cîţiva centimetri pînă la cîţiva metri şi lungimi de obicei mai mari, raportul lungime-lăţime variind de la 3/1 pînă la 2/1. Ele se dezvoltă către zona axială a bazinului. Cele mai caracteristice aflorimente se întîlnesc pe valea Brebinei, la Bratilovu. Pe planele de alunecare dintre aceste pene-solzi se găseşte de obicei o masă argiloasă solzificată-sfărîmicioasă (microbrecie tectonică) sau uneori un şist argilos cu aspect filiform solzos.

Dacă în cazul anterior penele-solzi prezintă o dispoziţie uniformă, în alte cazuri acumulările unor asemenea blocuri, fie de provenienţă autohtonă, fie alohtonă, au o dispoziţie neuniformă (fig. 10), ele reprezentînd *texturile solzoase-solzificate-haotice.*

În acest ansamblu de texturi apar aspecte şi mai complicate, cu plane de clivaj sau cu plane de falii de alunecare cu încălcare. În primul caz sîntem în prezenţa unor *texturi solzoase cu clivaj* (fig. 11), texturi care se dezvoltă în masele de roci argiloase, cu plasticitate mai ridicată şi mai sensibile la acţiunea de comprimare a rocilor acoperitoare. Planele de clivaj au o poziţie apropiată de verticală şi se repetă la distanţe milimetrice. În cel de-al doilea caz, la exercitarea unor presiuni tangenţiale de

către masele de roci alohtone în timpul procesului de decolare, în sedimentele flișului autohton din bază s-au produs o serie de plane de rupturi, după care unele pachete de roci au fost antrenate peste cele din fața lor (fig. 12). Aceste plane de discontinuitate afectează pachete în-

Fig. 10. — Textură solzoasă-solzificată-haotică. Deschidere pe drumul din valea Brebinei, la Bratilovu. Scara 1 : 50.
a, Matricea argiloasă-solzificată ; *b*, matricea argiloasă-solzificată cu elemente microdetritice ; *c*, solzi constituiți din argile solzificate și gresii calcaroase.

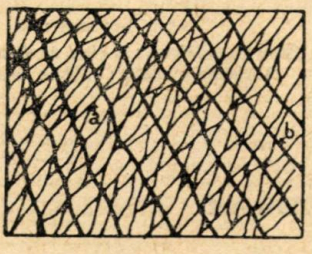


Fig. 11. — Textură solzoasă cu clivaj. Deschidere pe drumul din valea Brebinei. Scara 1 : 50.
a, Plane de solzificare în masa argiloasă ; *b*, plane de clivaj.

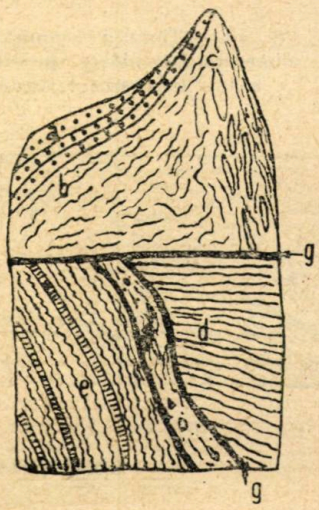


Fig. 12. — Textură complexă (stratificată-solzificată) cu plane de alunecare. Scara 1 : 50. Forajul 3, Comitetul de Stat al Geologiei, Cracu Muntelui la Ponoarele, adîncimea 188 m.
a, Gresie calcaroasă ; *b*, argile solzificate ; *c*, argile solzificate cu elemente microdetritice ; *d*, argile încrețite microstratificate ; *e*, marne în alternanță cu gresii calcaroase ; *f*, brecie de fricțiune ; *g*, contact anormal.

tregi de lame-solzi (fig. 13), ajungînd uneori să formeze lame dezrădăcinate cu caracter alohton (fig. 14). Pentru acest tip am utilizat termenul de *textură complexă cu plane de alunecare*. Între diversele aspecte şi tipuri de texturi există treceri gradate, respectiv tipuri cu caractere mixte, determinate de variaţia condiţiilor de sedimentare în timp şi spaţiu.

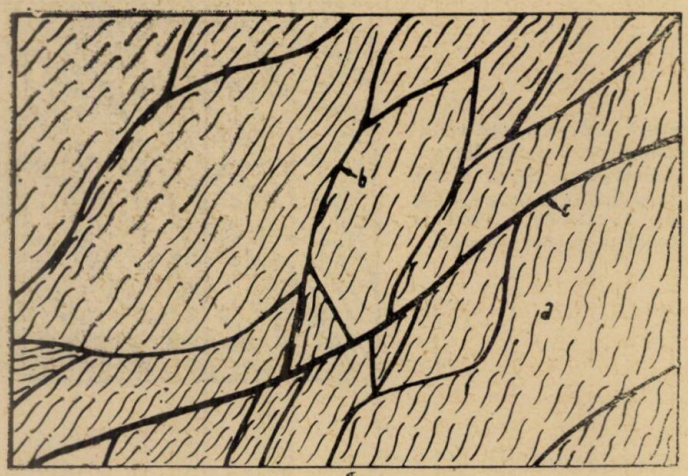


Fig. 13. — Textură complexă (solzoasă-solzificată) cu plane de alunecare. Deschidere pe drumul din valea Brebinei. Scara 1 : 50.
a, Plane de solzificare; *b*, plane de alunecare a solzilor; *c*, plane de alunecare.

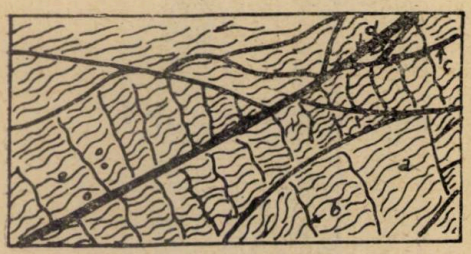


Fig. 14. — Textură complexă (solzoasă-solzificată cu clivaj) cu plane de alunecare. Deschidere pe drumul din valea Brebinei, Titirleşti. Scara 1 : 50.
a, Plane de solzificare; *b*, plane de clivaj; *c*, plane de alunecare a solzilor; *d*, plane de alunecare.

CONDIŢIILE DE FORMARE

Analiza modului de prezentare a diferitelor tipuri de texturi de curgere şi alunecare submarină din seria brecioasă-conglomeratică din partea de NE a Podişului Mehedinţi, cu exemplificările din materialul grafic, ne permite să intuim factorii care ar fi determinat procesul de sedimentogeneză din acest bazin în turonian-senonianul inferior. Aceste texturi reflectă succesiunea unui ciclu de mişcări tectonice cu intensităţi crescînde începînd dinspre baza seriei către partea superioară, albia respectivă avînd un caracter de miogeosinclinal pe cale de umplere (1). Formarea acestui fliş haotic cu texturi de curgere şi alunecare submarină a fost posibilă în condiţiile mişcărilor seismice şi orogenice care s-au mani-

festat în cretacicul superior în bazinul Cloşani — Orşova o dată cu ridicarea zonelor anticlinale Culmea Cernei la NV şi Baia-de-Aramă — Ponoarele la SE.

Seria brecioasă-conglomeratică începe cu depozite fine, argiloase, argilo-grezoase sau argilo-marnoase în bază (orizontul inferior) şi trece prin diverse tipuri de argile conglomeratice sau brecioase la acumulările de alunecare şi prăbuşire submarină (orizontul superior), cunoscute în zona axială a bazinului. Trecerea de jos în sus se face în mod foarte neuniform şi cu variaţii (factor reieşit din modul de repartizare neregulată a texturilor descrise anterior), încît nu se pot delimita zone distincte şi continue cu aceleaşi caractere. Aceste neuniformităţi sînt o urmare a variaţiei unuia sau mai multora dintre factorii principali care au participat la procesul de redepunere, cum ar fi : relieful submarin, intensitatea mişcărilor orogenice şi seismice, viteza de curgere şi densitatea curenţilor, constituţia rocilor afectate de mişcări, panta povîrnişului continental etc. După G . D . M o o r e (19), un rol deosebit l-ar mai fi putut avea şi factorii locali, ca omogenitate, gradul de litificare, presiunea din pori etc. În funcţie de aceşti factori au avut loc curgerile şi alunecările submarine, pe care R . H . Jr. D o t t (8) le încadrează în trei forme principale de alunecare : elastice, plastice şi fluide.

Depozitele din baza seriei brecioase-conglomeratice cu textură stratificată, depuse într-o perioadă de timp mai liniştită, anterioară fazei de mişcări, au suferit un proces de litificare mai avansat. Intervenţia mişcărilor seismice sau orogenice într-un anumit moment în timpul desfăşurării procesului de sedimentogeneză a determinat, pe de o parte, un dezechilibru în masa sedimentelor depuse anterior, iar pe de altă parte schimbarea condiţiilor în procesul de sedimentare penecontemporan.

În cazul primului aspect, în funcţie de creşterea unghiului de pantă, de intensitatea mişcărilor şi de gradul de litificare al sedimentelor, au avut loc procese de forfecare, stress gravitaţional, cu formarea unor plane de alunecare. Mecanismul prin care au loc mişcări în masa sedimentelor argiloase a fost considerat de E . W i l l i a m s (27) ca alunecare laminară, iar de R. S i g n o r i n i (26) ca mişcări discontinue din categoria proceselor separative de alunecare. În condiţiile intervenţiei unor factori locali, pe lîngă aceste curgeri plastice, au mai avut loc sporadic şi curgeri fluid-vîscoase, cu formarea de texturi convolute, contorsionate sau fluidale.

În cazul procesului de sedimentare penecontemporan mişcărilor, efectul acestora s-a resimţit în aportul de material detritic, care marchează apariţia argilelor cu elemente detritice fine şi grosiere. Variaţia factorului mişcare în legătură strînsă cu relieful submarin şi cu sursele de material detritic a condus la formarea diverselor tipuri de argile : grezoase, noduloase, microconglomeratice sau microbrecioase etc. Antrenarea lor în continuare într-un proces de curgere laminară pe pantele submarine a condus la formarea texturilor filiform-solzoase pînă la grosier-solzoase. După depăşirea limitei de forfecare şi după trecerea din domeniul curgerii plastice în domeniul curgerii fluid-vîscoase, s-au format texturile aşchioase, noduloase, microconglomeratice sau microbrecioase. Asemenea depozite cu caractere mixte (depuneri din curenţi, depuneri cu alunecare) au fost denumite de S . D z u l y n s k i şi colaboratori (12) *depuneri*

de fluxoturbiditate, ele fiind specifice fazelor cu un început de mişcări seismice sau orogenice.

După ce mişcările s-au accentuat şi au mers în acelaşi timp cu procesul de depunere, nu a mai fost posibilă litificarea depunerilor din zona neritică şi de pe povîrnişul continental, ele antrenîndu-se către zonele de maxim gravitaţional sub forma unor curenţi noroioşi cu densitate ridicată, similari cu cei menţionaţi de H. Ph. Kuenen (16). În aceşti curenţi, în funcţie de viteza de curgere şi de densitate, au fost transportate blocuri şi olistolite de diverse mărimi prin rostogolire combinată cu salturi sau prin plutire şi depuse în zonele adînci. Acestea ar reprezenta curgerile orogenice ale lui C. I. Migliorini (18) sau curgerile de turbiditate subacvatică în sensul exprimat de R. H. Jr. Dott (8).

Materialul grosier rulat (texturi conglomeratice) oglindeşte existenţa unor curenţi direcţionali, care au redepus acest material fie în bazinele adînci, fie în zona neritică. Materialul depus în zona neritică probabil că a fost reluat de curenţi de povîrniş şi redepus împreună cu alt material colţuros rezultat din relieful submarin local (texturile de tranziţie conglomeratice-brecioase, pl. I, fig. 18). În zonele predominant argiloase au avut loc curgeri fluid-vîscoase, care au condus la formarea texturilor contorsionate sau fluidale (fig. 8).

Dacă în cazul zonelor cu texturi microbrecioase pînă la microconglomeratice sau conglomeratice aportul curenţilor direcţionali este substanţial cu cît materialul remaniat devine mai grosier şi mai puţin rulat se trece la aportul masiv al curenţilor de povîrniş, care transportă fie depuneri neconsolidate din zona de ţărm, fie material rezultat prin distrugerea unor praguri submarine ale fundamentului (15) sau a unor cordiliere submarine în curs de formare (22). Procesul de cutare, care s-a accentuat în cretacicul superior, a expus valurilor submarine zonele de ridicare axială (anticlinalul Culmea Cernei la NV şi Baia-de-Aramă — Ponoarele la SE), care au furnizat, printre altele, materialul grosier şi olistolitele de calcare urgoniene sau de marno-calcare cu neohiboliţi din seria de Nadanova (Cloşani).

De asemenea începe aportul masiv de material detritic rezultat din distrugerea stratelor de Sinaia din fruntea parautohtonului de Severin.

Acest material apare fie sub formă de blocuri conglomeratice (tiloide) rulate printr-un transport mai îndepărtat cu ciocniri, rostogoliri etc., fie într-un amestec de elemente litoide rotunjite sau colţuroase (texturi brecioase, fig. 4). În cazul în care transportul a avut loc pe distanţe scurte, elementele litoide au fost deplasate în suspensie în curenţi denşi, fără să se ciocnească; prin redepunere plăcile s-au aşezat cu feţele plane pe suprafaţa fundului şi au dus la formarea texturilor brecioase cu dispoziţie ordonată (fig. 5 şi pl. I, fig. 16). Procesul de curgere sau de alunecare a condus la solzificarea matricei argiloase, rezultînd astfel texturile brecioase-solzoase laminate.

Accentuarea procesului de cutare însoţit de mişcări seismice a condus la intensificarea procesului de distrugere în flancurile albiei sinclinale Cloşani — Orşova, respectiv în zonele anticlinale expuse acţiunii valurilor. În asemenea condiţii au avut loc prăbuşiri prin care s-au format veritabile avalanşe submarine, constituite din material grosier cu bolcuri de calcare masive, blocuri sau lame de roci argiloase, conglomeratice

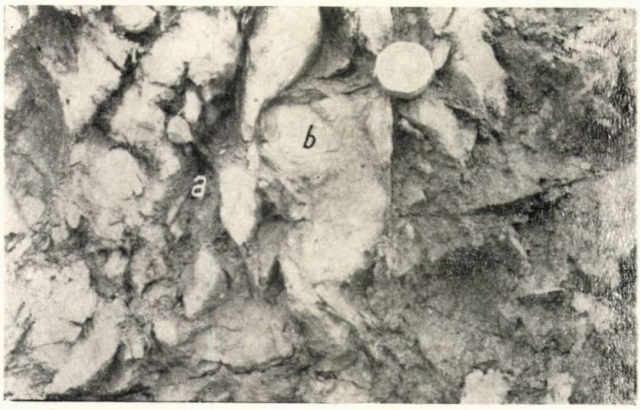


Fig. 15. — Textură brecioasă cu aspect dezordonat. Valea Brebinei la est de Obîrșia.

a, Matricea argiloasă-solzoasă de culoare neagră ; *b*, blocuri de dimensiuni mici cu forme variabile și cu dispoziție neuniformă.

Fig. 16. — Textură brecioasă cu aspect ordonat. Deschidere pe drumul din valea Brebinei, situată la est de pîrîul Lalei.

a, Masă argiloasă de culoare neagră în amestec cu un microdetritus în proporții variabile ; *b*, plăci de marno-calcare cu vine de calcit, dispuse concordant cu planele de stratificație.

Fig. 17. — Textură conglomeratică. Pîrîul lui Bău, la nord de Titirlești.

a, Bloc de argile cu elemente microconglomeratice și conglomeratice ; *b*, bloc asemănător cu primul, însă cu elementele remaniate cu dimensiuni mult mai mari. Masa argiloasă mulează elementele remaniate rotunjite.

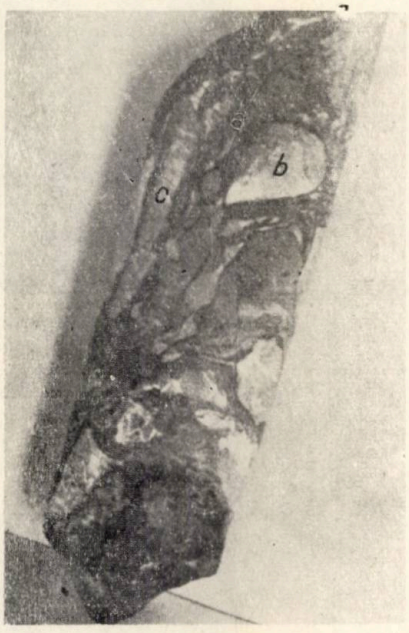


Fig. 18. — Textură de tranziție conglomeratică-brecioasă. Forajul 2, Comitetul de Stat al Geologiei, valea Borloveanu la Ponoarele, adîncimea 251 m. Scara 1 : 3.

a, Pastă argiloasă în amestec cu material microdetritic ; *b*, blocuri și fragmente cu forme semirotunjite ; *c*, plăci de calcarenite cu vine de calcit dispuse după planele de stratificație.

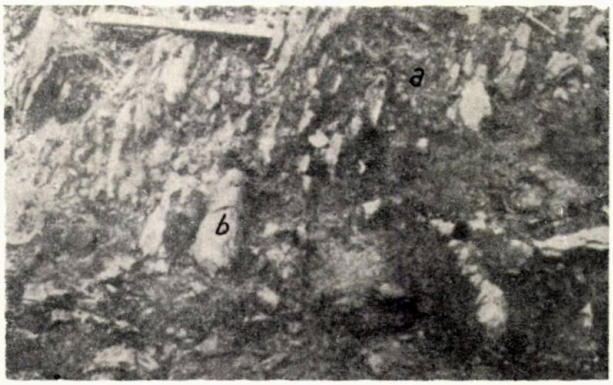


Fig. 19. — Textură de tranziție stratificată-brecioasă. Deschidere pe valea Brebinei, la Bratilovu.

a, Matricea argiloasă; *b*, blocuri de dimensiuni mici și fragmente detritice constituite din calcarenite cu vine de calcit (strate de Sinaia).

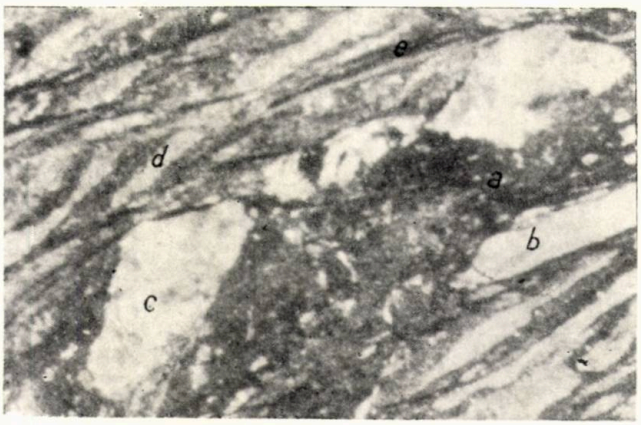


Fig. 20. — Textură solzoasă-microbrecioasă. Forajul 3, Comitetul de Stat al Geologiei, Cracu Muntelui la Ponoarele, adîncimea 251 m. Matricea argiloasă, macroscopic, apare ca o masă argiloasă-solzificată de culoare neagră, cu elemente microdetritice. Microscopic (N || × 24) apar:

a, pastă argiloasă; *b*, lentile de gresii calcaroase, cu calcit; *c*, granule cu contur neregulat de gresii calcaroase; *d*, solzi de material argilos și lentile de gresii; *e*, lamine argiloase pe planele de alunecare.

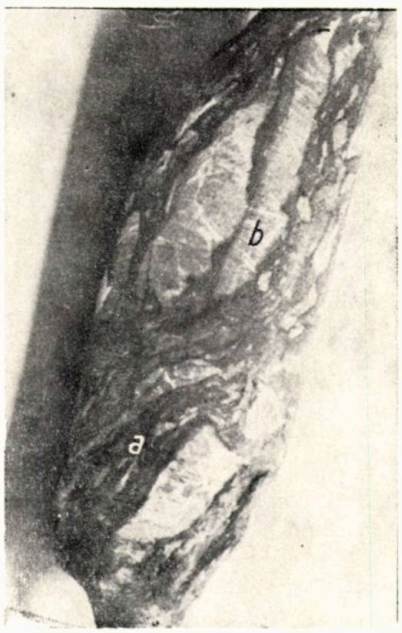


Fig. 21. — Textură solzoasă-brecioasă cu aspect ordonat. Forajul 2, Comitetul de Stat al Geologiei, valea Borloveanu la Ponoarele, adîncimea 255 m. Scara 1 : 3.

a, Masă argiloasă-solzificată-laminată de culoare neagră și cu un microdetritus de dimensiuni variabile; *b*, blocuri sub formă de plăci alungite, dispuse paralel cu planele de stratificare; ele sînt constituite din gresii calcaroase-cuarțoase cu frecvente vine de calcit în masa lor.

sau brecioase. Pe de altă parte, avansarea unităţilor alohtone dinspre V este urmată de sfărîmări şi prăbuşiri din fruntea parautohtonului de Severin. Aceste distrugeri masive au avut loc fie prin acţiunea mişcărilor seismice, fie prin perturbarea condiţiilor de echilibru (în cazul depozitelor autohtone), rezultînd astfel avalanşele submarine pînă la pînzele curgătoare în miniatură (13).

Condiţiile în care a avut loc procesul de transport şi de redepunere a materialului au variat de la un loc la altul, în funcţie de factorii enumeraţi : densitate, viteză de transport, relief submarin, acţiunea mişcărilor orogenice sau seismice etc. Atunci cînd deplasarea a avut loc în condiţii uniforme de pantă prin crearea unui dezechilibru de sarcină la creşterea unghiului de pantă sau prin intervenţia mişcărilor orogenice, redepunerea s-a făcut prin descreşterea treptată a vitezei de transport şi a densităţii, formîndu-se tipurile de redepunere cu texturi salzoase-solzificate (fig. 9).

În schimb, în cazurile cînd distrugerea s-a produs în urma unor şocuri seismice sau în timpul transportului, pe parcurs intervenind perturbări care au schimbat brusc condiţiile de transport (intervenţia unor curenţi laterali, obstacole sau adînciturі în relieful submarin), depunerea a avut loc brusc şi a condus la formarea texturilor solzoase-solzificate haotice (fig. 10).

În zonele dinspre baza povîrnişului continental, unde panta începe să se micşoreze, depunerile sînt supuse unui proces de alunecare cu laminarea matricei argiloase (pl. II, fig. 21).

Episodul mişcărilor din cretacicul superior care a afectat aceste depozite se încheie cu procesul de clivare şi de faliere cu alunecare. Aceste aspecte de mişcare nu aparţin efectiv procesului de alunecare submarină, deoarece factorul principal care a acţionat asupra lor a fost presiunea maselor alohtone. Totuşi, în literatura geologică sînt citate cazuri de clivaj legate de alunecări gravitaţionale (14).

Texturile solzoase cu plane de alunecare pot rezulta în urma unui proces de alunecare solziformă subacvatică cu glisare (8), mecanism care ar fi putut avea loc în cazul alunecărilor din Mehedinţi. Chiar dacă au existat şi asemenea tipuri de alunecări, planele de discontinuitate sînt un efect al presiunilor exercitate de masele alohtone asupra depozitelor de fliş pe cale de consolidare.

Împingerile tangenţiale au provocat deplasări cu plane de discontinuitate (plane sau falii de alunecare), cu înclinări mici (sub 45°).

CONCLUZII

Se poate preciza că texturile de curgere şi alunecare submarină din partea de NE a Podişului Mehedinţi, dezvoltate sub cele mai variate aspecte şi deschise în mod clar pe valea Brebinei între Mărăşeşti şi Titirleşti şi la Ponoarele pe văile Turcului, Ocnelor şi Malareca, oglindesc împletirea unui complex de factori specifici bazinelor cu depuneri de alunecare şi curgere submarină. Factorul mişcare generat de ridicarea celor două zone anticlinale a avut un rol preponderent în prima şi a doua fază a procesului de sedimentare, în timp ce în ultima fază a predominat factorul mişcare generat de punerea în loc a formaţiunilor în pînză.

Dacă am încerca să facem unele paralelizări cu formaţiuni similare, găsim exemple nenumărate în catenele alpine şi chiar în alte structuri, acest proces fiind legat de evoluţia fazelor de mişcare în timp şi spaţiu. Existenţa acestor depozite de curgere şi alunecare submarină, specifice fazelor preparoxismale, premerge, în situaţia din Mehedinţi şi de pe rama sudică a Carpaţilor Meridionali, faza getică cu punerea în loc a pînzei getice şi de Severin printr-un mecanism de decolare.

SUBMARINE FLOWING AND SLIDING TEXTURES IN THE UPPER CRETACEOUS OF THE NORTH-EASTERN SIDE OF THE MEHEDINŢI PLATEAU

ABSTRACT

Formations of Upper Cretaceous age that show typical aspects of "chaotic Flysch" or "Olisthostrome" which were also named "breccio-conglomeratic series", are found on the slopes of the Cloşani-Orşova synclines in the north-eastern zone of the Mehedinţi Plateau.

In these formations that outcrop in the zones between Obîrşia-Cloşani and Ponoare-Titirleşti, there are the most typical examples of submarine flowing and sliding textures. Analysing the relationship between the component rocks of these deposits it was possible to determine different types of textures among which are prevailing the scaled, sliced-chipped, nodular, conglomeratic, brecciated, fluidal, and finally the scaled texture with cleavage and sliding planes.

These textures reflect the development of the sedimentation process and the contribution of different factors that have acted during this process, such as : intensity of orogenic and seismic movements, submarine relief, specific gravitation and flowing rate of submarine currents, the lithology of the formations affected by movements, angle of the continental slopes, etc.

The basal deposits, previously formed in a quieter stage, under the impact of the initial movements suffered shearing processes and "gravitational stress", sliding on scaling planes, sometimes presenting plastic-viscous flaming aspects. The formations simultaneously settled with the above mentioned movements are characterized by detritic material content and plastic-viscous flowings, resulting in chipped-nodular up to conglomeratic-brecciated textures. At the climax of the movement phase, the detritic material of the shallow water zone or from the continental slope, resulted from the advanced disintegration of the submarine relief, or carried off by directional currents, forms mud flowings and even submarine ground avalanches. This heterogenous material re-deposited over the submarine relief forms a chaotic mixture of sediments with fluidal, conglomeratic, brecciated textures.

A last phase of movements took place following the superposition of the allochthonous masses wich exerted an oriented stress causing the appearance of cleavage and sliding planes.

BIBLIOGRAFIE

1. Aubouin J., *A propos d'un centenaire : Les Aventures de la notion de géosynclinal*, Rev. de Géogr. Phys. et de Géol. Dyn., seria a II-a, 1959, **II**.
2. Beneo E., *Acumuli Terziari da risedimentazione (Olisthostroma) nell'Appennino centrale e frane sottomarine*, Boll. des Serv. Geol. d'Italia, 1956, **LXXVIII**, *1–2*.
3. — *Il problema „argille scagliose, Flysch" in Italia e sua probabile risolutione, Nuova nomenclatura*, Boll. della Soc. Geol. Ital., 1956, **LXXV**, *3*.
4. — *Sull'Olisthostroma quaternaria di Gela*, Boll. del Serv. Geol. d'Italia, 1957, **LXXIX**, *1–2*.
5. Brown B. C., *On a theory of gravitational sliding applied to the tertiary of Ancon Ecuador*, Quart. J. Geol. Soc. London, 1938, **XCIV**.
6. Codarcea Al., *Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du Plateau de Mehedinți*, An. Inst. geol. Rom., 1940, **XX**.
7. Codarcea Al., Răileanu Gr., Năstăseanu S., Boldor C. et Pop Gr., *Aspects de sédimentation chaotique dans le Crétacé supérieur de l'Autochtone des Carpates méridionales*, Congr. VII, Asoc. geol. Carp.-Balc., Sofia, 1965, Report, **I**, 265–273.
8. Dott R. H. Jr., *Dinamica proceselor de sedimentare subacuatică gravitațională*, Bull. of the Amer. Assoc. of Petrol. Geol., 1963, **47**, *I* (trad. Noutăți în geologie și geofizică MIPC).
9. Drăghici C., *Structura geologică a Platoului Mehedinți, între Isverna — Cloșani — Padeș — Baia de Aramă — Ponoare*, Dări de seamă Com. geol., 1962, **XLVIII**.
10. — *Sedimentarul autohton dintre Cloșani și Obîrșia Godeanu, Podișul Mehedinți*, Dări de seamă Com. geol., 1965, **II**.
11. Drăghici C. și Drăghici O., *Contribuții la cunoașterea formațiunilor sedimentare dintre Ponoare și Călugăreni, Podișul Mehedinți*, Dări de seamă Com. geol., 1964, **L**.
12. Dzulynski S., Ksiazkiewcz M. a. Kuenen H. Ph., *Turbidites in flysch of the Polish Carpathian Mountains*, Bull. Geol. Soc. Amer., 1959, **70**.
13. Fairbridge R. W., *Submarine slumping and location of oil bodies*, Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1946, **30**.
14. Jones Th. O., *On the Sliding or Slumping of Submarine Sediments in Denbighshire, North Wales, during the Ludlow Period*, Quart. J. Geol. Soc. London, 1937, **93**.
15. Kraus E., *Über den Schweizer Flysch*, Ecl. Geol. Helv., 1936, **25**.
16. Kuenen H. Ph., *Turbidity currents of high density*, Intern. Geol. Congr. XVII, Londra, 1948, **VIII**.
17. Lamare P., *Les formations détritiques crétacées du massif de Mendibelza*, Bull. Soc. Géogr. Fr., seria a V-a, 1946, **XV**, *1–2–3*.
18. Migliorini C. I., *I cunei compositi nell'orogenesi*, Boll. della Soc. Geol. Ital., 1948, **LXVII**.
19. Moore G. D., *Submarine slumps*, J. Sedim. Petrology, 1961, **31**, *3*.
20. Murgeanu G., Patrulius D., Contescu L., Jipa D. et Mihăilescu N., *Stratigraphie et sédimentogenèse des terrains crétacés de la partie interne de la courbure des Carpates*, Congr. V, Asoc. geol. Carp.-Balc., 1963, **III**, *2*.
21. Patrulius D., *Les olistolithes du Massif des Bucegi (Carpates orientales)*, Congr. V, Asoc. geol. Carp.-Balc., 1961, **III**, *2*.
22. Pettijohn F. J., *Sedimentary Rocks*, New York, 1956.
23. Popescu Gr., *Asupra unor brecii cu blocuri în flișul cretacic din bazinul văii Prahova*, Bul. științ., Acad. R.P.R., Secțiunea de șt. biol., agron., geol. și geogr., 1954, **VI**, *2*.
24. Rigo de Righi F., *Olisthostromi neogenici in Sicilia*, Boll. della Soc. Geol. Ital., 1956, **LXXV**, *3*.
25. — *Contributo alla conoscenza del Neogene della Sicilia Centro-Meridionale*, Boll. della Soc. Geol. Ital., 1956, **LXXV**, *3*.
26. Signorini R., *Tipi strutturali di scendimento e argile scagliose*, Boll. della Soc. Geol. Ital., 1956, **LXXV**, *3*.
27. Williams E., *Curgere intrastratală și cutare convolută* (trad.), Geol. Magazine, 1960, **XVII**, *3*.

Comitetul de Stat al Geologiei.

Primită în redacție la 5 septembrie 1966.

ALGE CALCAROASE ÎN JURASICUL SUPERIOR ŞI CRETACICUL INFERIOR DIN MUNŢII APUSENI

DE

OVIDIU DRAGASTAN

55(05)

Materialul din formaţiunile jurasice şi cretacice a fost colectat din Munţii Pădurea Craiului (zona Vîrciorog—Fişca) de geologii D. Istocescu şi M. Diaconu de la Întreprinderea geologică de prospecţiuni a Comitetului de Stat al Geologiei[1]. Studiul acestuia în numeroase secţiuni subţiri a pus în evidenţă o asociaţie microfloristică foarte interesantă, multe din algele întîlnite fiind forme noi.

Probele de calcare din Masivul Trascău (zona Culmea Bedeleului) au fost culese de autor în vara anului 1963.

În Munţii Pădurea Craiului (zona Vîrciorog — Fişca), depozitele jurasicului superior care corespund portlandianului sînt reprezentate prin calcare recifale, masive, cenuşii-albicioase cu *Diceras*, *Nerinea* şi coralieri. Între formaţiunile jurasicului superior şi cretacicului inferior există o lacună de sedimentare, care a favorizat formarea bauxitelor. Primul orizont cu care începe cretacicul inferior este calcarul cu carofite, atribuit hauterivianului de către T. Szontagh, W. Fisch şi I. Preda.

Peste acest orizont calcaros cu carofite se dispun calcare masive, recifale, de culoare cenuşie cu nuanţe mai închise, în care rareori se distinge o stratificaţie. În aceste calcare au fost întîlnite resturi de pachiodonte, caracteristice faciesului urgonian. Din acest orizont, şi anume din Dealul Smeului, a fost determinată forma de *Requenia ammonia* Goldf. (D. Istocescu şi M. Diaconu). La partea superioară, aceste calcare trec treptat

[1] Cu această ocazie mulţumim geologilor D. Istocescu şi M. Diaconu pentru amabilitatea cu care ne-au pus la dispoziţie materialul. De asemenea aducem sincere mulţumiri dr. Graham F. Elliott de la Iraq Petroleum Co., dr. Antonio Praturlon de la Universitatea din Roma şi prof. M. G. Filipescu pentru indicaţiile date privind apartenenţa unor resturi de alge pe care le considerăm dubioase.

la calcare grezoase cu numeroase radiole de echinide, apoi la marne şi gresii. Grosimea acestui orizont variază între 200 şi 350 m. Vîrsta lui este barremiană, deoarece din complexul marnos-şistos situat peste acesta a fost determinată o faună de ammoniţi de vîrstă apţiană (T. Szontagh, W. Fisch şi I. Preda).

În continuare de sedimentare se dispun calcare grezoase, care trec pînă la calcare negre diaclazate. Lateral, aceste calcare trec la gresii calcaroase foarte dure, alcătuite numai din orbitoline. Cu aceste formaţiuni se pare că se încheie sedimentarea cretacicului inferior în regiune.

Algele calcaroase provin din cadrul orizontului calcaros al barremianului, bine reprezentat în partea vestică a Munţilor Pădurea Craiului. Orizontul are în medie o grosime de 250 m, fiind format din calcare de culoare cenuşie pînă la o nuanţă mai închisă, masive în care rar se distinge o stratificaţie. Probele din care a fost determinată microflora sînt numerotate, în ordine succesivă, de la baza orizontului către partea superioară a lui (barremian).

Prima probă (L. P. B., nr. 8 990) provine de pe valea Poienii şi este reprezentată printr-un calcar cenuşiu-albicios cu pachiodonte. O altă probă luată din acelaşi nivel cu prima de pe valea Minişului (L. P. B., nr. 8 991) este formată dintr-un calcar cenuşiu deschis. În secţiuni subţiri, calcarele prezintă o structură fin granulară cu *Salpingoporella dinarica* Radoicic, *Salpingoporella* sp., *Cuneolina* sp., miliolide, verneuilinide şi resturi de ostracode. Proba a doua (L. P. B., nr. 8 992) este reprezentată printr-un calcar cenuşiu închis cu pachiodonte, care provine de pe Valea cu Brazi din apropierea localităţii Vîrciorog. În secţiuni, acest calcar prezintă o structură organogenă cu rare granule de feldspat şi fragmente de cuarţ. Micropaleontologic s-au întîlnit : *Carpathoporella occidentalis* n. gen., n. sp., *Acicularia endoi* Praturlon, *Acicularia intermedia* n. sp., *Neomeris* sp., *Pseudoepimastopora cretacea* n. sp., *Boueina pygmaea* Pia, *Cayeuxia kurdistanensis* Elliott, *Diversocallis undulatus* n. gen., n. sp. miliolide, verneuilinide, resturi de briozoare, de moluşte, de ostracode şi radiole de echinide. Proba a treia (L. P. B., nr. 8 993), întîlnită pe Valea Caselor, de la localitatea Fîşca spre nord, este reprezentată printr-un calcar grezos cenuşiu cu pachiodonte. În secţiuni subţiri se observă *Boueina pygmaea* Pia, *Cayeuxia moldavica* Frollo, *Carpathoporella occidentalis* n. gen., n. sp., *Acicularia endoi* Praturlon, resturi de lamelibranhiate, gasteropode şi fragmente de plăci şi radiole de echinide. Proba a patra (L. P. B., nr. 8 994), de la partea superioară a orizontului calcaros a barremianului, apare pe drumul de creastă dintre Pădurea Costişoaia şi valea Fîntîna Doamnei. Sînt calcare cenuşii-negricioase cu pachiodonte şi radiole de echinide. În secţiuni se întîlnesc : *Calcisphaera tracica* n. sp., *Bacinella irregularis* Radoicic, *Orbitolina* sp. şi miliolide. În calcare cenuşii-negricioase, cu aceeaşi poziţie stratigrafică din valea Pestiş, într-o probă s-a întîlnit formînd mase întregi alga incrustantă *Bacinella irregularis* Radoicic.

Din Masivul Trascău (zona Culmea Bedeleului) am studiat cîteva probe de calcare marnoase fine, de culoare cenuşiu-albicioasă, în care s-au întîlnit : *Macroporella? gigantea* Carozzi şi *Pseudoepimastopora? jurassica* Endo. Aceste alge au fost întîlnite în asociaţie cu *Calpionella alpina* Lorenz, *C. elliptica* Cadisch, *C. massutiniana* Colom., *C. intermedia* Durand-Delga, *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu), *Mercierella* (?) *dacica*

Dragastan, *Lenticulina* sp., miliolide, briozoare, plăci şi radiole de echinide. Vîrsta acestui orizont este tithonic-berriasiană.

Este interesant de remarcat asociaţia aceasta de alge cu tintinnide. Prezenţa tintinnidelor în cadrul acestui facies pare a fi cu totul accidentală, fiind ştiut că ele sînt forme planctonice caracteristice zonei pelagice.

DESCRIEREA SISTEMATICĂ

Familia DASYCLADACEAE

Genul Salpingoporella Pia, 1918

Salpingoporella dinarica Radoicic, 1959

(Pl. I, fig. 1—4)

1959 *Salpingoporella dinarica* nov. sp. Radoicic; *Salpingoporella dinarica* nov. sp. u donjokrednim sedimentima Dinarida, p. 33—42, pl. III—V.

1963 *Salpingoporella dinarica* Radoicic; Sartoni e Crescenti, Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dell'Appenino Meridionale, p. 268—269, pl. XXVII, XXVIII şi XLV, fig. 1—3.

Hipotip: pl. I, fig. 1—4, calcare cu pachiodonte, barremian, valea Poienii, Munţii Apuseni, depus în col. Lab. de pal. Buc., nr. 8 990 a şi 8 991 a.

Salpingoporella sp.

(Pl. I, fig. 5 şi 6)

Exemplarele sînt depuse în col. Lab. de pal. Buc., nr. 8 990 a.

Descriere. În aceleaşi secţiuni împreună cu *Salpingoporella dinarica* Radoicic, s-au întîlnit cîteva exemplare foarte mici. Aceste exemplare au un tal de asemenea cilindric, cu pereţii paraleli şi evident inelaţi. Pereţii, în raport cu dimensiunile talului, sînt robuşti şi bine calcitizaţi. Dimensiunile indivizilor întîlniţi sînt următoarele: lungimea talului 0,255—0,600 mm, diametrul exterior (D) 0,130—0,150 mm, diametrul canalului axial (d) 0,06—0,07 mm, distanţa dintre verticile 0,06—0,07 mm. Deoarece exemplarele sînt foarte mici şi secţiunile transversale le-am întîlnit foarte rar, nu am putut stabili cu certitudine numărul porilor.

Observaţii. R. Radoicic a întîlnit tipurile acestea mici tot în asociaţie cu *Salpingoporella dinarica*. Comparînd tipurile întîlnite în Dinarizi (în jurul Titogradului) cu cele întîlnite în Munţii Apuseni, observăm că acestea din urmă sînt ceva mai mari, depăşind cu puţin limitele de variaţie date de R. Radoicic. Întrucît sînt în acelaşi orizont cu *Salpingoporella dinarica* Radoicic, ele nu pot fi considerate ca variaţii ale acestora. Totuşi, deoarece nu dispunem de mai multe exemplare secţionate atît longitudinal, cît şi transversal, nu ne putem pronunţa cu mai multă siguranţă. S-ar putea să fie o specie nouă.

Genul **Carpathoporella** n. gen.

Derivatio nominis : numele latinizat al Munţilor Carpaţi.

Generitypus : *Carpathoporella occidentalis* n. sp.

Descriere. Tal cilindric nesegmentat, cu canal central bine dezvoltat şi verticile dispuse distanţat. Porii sînt un tip special de floiofore, puternic aplatisaţi longitudinal. Datorită acestei aplatisări foarte puternice, porii nu apar sub aspect poligonal decît în rare cazuri, ci mai mult sub aspectul unor canale longitudinale. Aparatul reproducător nu a fost întîlnit.

Description. Thalle cylindrique non segmenté, à canal central bien développé et les verticilles disposés d'une manière espacée. Les pores sont d'un type spécial de phloïophore, puissamment aplatis longitudinalement. Dû à cet aplatissement très puissant, les pores n'apparaissent pas sans un aspect polygonal qu'en des rares cas, mais plus souvent sous l'aspect de canaux longitudinaux. L'appareil reproducteur n'a pas été rencontré.

Diferenţe. Carpathoporella n. gen. se aseamănă întrucîtva cu genul *Pianella*, la care de asemenea porii sînt aplatisaţi, dar nu în aceeaşi măsură. Şi la *Pianella* braţele formează verticile în rînduri mult mai strînse decît la *Carpathoporella*, unde sînt mult mai distanţate. Tipul acesta se mai poate compara şi cu genul *Holosporella*, care, după J. Pia, prezintă în secţiuni transversale un canal central, caracter ce îl deosebeşte de g. *Aciculella*. Spre deosebire de *Holosporella*, *Carpathoporella* prezintă braţe scurte, puternic aplatisate, aşezate în verticil în număr mai mic decît la acestea. Porii, care nu sînt decît o varietate aparte a tipului floiofore, cu aspect cu totul aparte, fiind puternic aplatisaţi longitudinal, încît au forma unor canale larg dezvoltate, situează g. *Carpathoporella* în acelaşi grup cu *Holosporella*.

Carpathoporella occidentalis n. sp.

(Pl. I, fig. 7—9; pl. II, fig. 10—16)

Holotip : pl. I, fig. 7—9 şi pl. II, fig. 10—16 ; calcare cu pachiodonte barremian, Valea cu Brazi (Vîrciorog), Munţii Apuseni, depus în col. Lab. de pal. Buc., nr. 8 992 a, 8 992 b şi 8 992 c.

Paratip : numeroase exemplare întîlnite la acelaşi nivel cu holotipul, depuse în col. Lab. de pal. Buc., nr. 8 992 c, 8992 d, 8 993 a.

Derivatio nominis : „occidentalis", de la Carpaţii Occidentali, în care sînt cuprinşi şi Munţii Apuseni.

Descriere. Talul nesegmentat, cilindric, simplu, în secţiuni longitudinale, prezintă porii foarte aplatisaţi (pl. I, fig. 8), cu aspectul unor canale larg dezvoltate (pl. II, fig. 12). Aceste canale pot varia ca formă în funcţie de nivelul la care s-a făcut secţiunea. Astfel, ele pot fi subpoligonale, dar de regulă sînt de forma unor canale longitudinale. Diametrul porilor variază între 0,020 şi 0,045 mm. Lungimea porilor cu aspect canalifer variază între 0,30 şi 0,45 mm. Distanţa dintre două verticile succesive este cuprinsă între 0,4 şi 0,6 mm. Braţele sînt o varietate aparte a tipului floiofore, fiind puternic aplatisate longitudinal. Cînd secţiunea

este longitudinală sau puţin oblică, o parte din peretele talului poate prezenta aspectul unui „spicul de *Acicularia*". Spre deosebire de aceştia însă, uneori peretele se continuă prin pori, care au aspectul unor canale alungite, atît de caracteristice acestui gen (pl. II, fig. 12). Alteori, cînd secţiunea se face sub un unghi mic şi taie din tal o porţiune scurtă, aspectul de spicul acicularian este şi mai pregnant. Dar, spre deosebire de *Acicularia*, cavităţile periferice nu sînt dispuse regulat în jurul masei centrale a spiculului, ceea ce determină apariţia unor zone la care cavităţile nu sînt prezente (pl. II, fig. 13). În afară de aceste deosebiri, se mai poate adăuga şi aceea că totdeauna capetele braţelor sînt teşite, încît cavităţile au aspecte foarte diferite, ceea ce permite separarea acestor „spiculi" de spiculii adevăraţi de *Acicularia*. Uneori, cînd secţiunea se face în tal, însă are o orientare oblică, se observă un canal central larg dezvoltat, care prezintă lăţimea de 0,105 mm, iar lungimea de 1,2 mm. Periferic, talul prezintă numeroase braţe scurte şi măciucate la capăt (pl. II, fig. 14—16). Braţele au o lungime care variază între 0,03 şi 0,06 mm, grosimea lor este de 0,045 mm, iar măciuca cu care se termină poate atinge 0,1 mm. În secţiune transversală, talul apare circular sau oval-elipsoidal (pl. II, fig. 11, 14—16). În conformitate cu nomenclatura introdusă de J. P i a, vom da limitele de variaţie ale talului după cum urmează : diametrul extern (D) variază între 0,225 şi 1,2 mm, valorile frecvent întîlnite sînt cuprinse între 0,300 şi 0,515 mm. Diametrul canalului axial (d) variază de la 0,13 la 0,70 mm, valorile frecvent întîlnite sînt de 0,150—0,315 mm. Grosimea peretelui calcaros (s) variază între 0,020 şi 0,075 mm ; valorile des întîlnite sînt de 0,03—0,06 mm. Lungimea braţelor (l) variază între 0,03 şi 0,06 mm. Distanţa dintre două verticile succesive (h) este de 0,4 — 0,6 mm, iar numărul braţelor pe verticil (w) este de 9—15 ? ; frecvent se întîlnesc 10—11 braţe pe un verticil.

Description. Thalle non segmenté, cylindrique, simple ; en coupes longitudinales il présente les pores très aplatis (pl. I, fig. 8) à l'aspect de canaux longitudinaux largement développés. Ces canaux peuvent varier comme forme en fonction du niveau auquel la coupe a été faite. Ainsi ils peuvent être sous-polygonaux mais en général ils présentent la forme de canaux longitudinaux. Le diamètre des pores varie entre 0,020—0,045 mm. La longueur des pores, à l'aspect de canal, varie entre 0,30—0,45 mm. La distance entre deux verticilles successifs est comprise entre 0,40—0,60 mm. Les bras sont une variété à part du type phloïophore, étant très puissamment aplatis longitudinalement. Parfois lorsque la coupe est faite dans le thalle et a une orientation oblique, on remarque un canal central largement développé, qui présente une largeur de 0,105 mm et une longueur de 1,2 mm. Vers la périphérie, le thalle présente de nombreux bras courts et des massues à l'extrémité (pl. II, fig. 14—16). Les bras ont une longueur qui varie entre 0,03—0,06 mm, leur épaisseur est de 0,045 mm et la massue qui les termine peut atteindre 0,1 mm. En coupe transversale, le thalle apparaît circulaire ou ovale-ellipsoïde (pl. II, fig. 11, 14—16). En conformité avec la nomenclature introduite par J. P i a, nous donnons les limites de variation du thalle suivantes: le diamètre externe (D) varie entre 0,225—1,2 mm ; la valeur fréquemment rencontrée est comprise entre 0,330—0,515 mm ; le diamètre du canalaxial (d) varie entre 0,13—0,70 mm. Les valeurs fréquemment rencontrées sont entre 0,150—0,315 mm. L'épaisseur de la paroi calcaire (s) varie entre 0,020—0,075 mm. Les valeurs souvent rencontrées sont entre 0,03—0,06 mm. La distance entre deux verticilles successifs (h) est de 0,4—0,6 mm et le nombre des bras sur le verticille (w) est de 9—15 ? ; fréquemment, on rencontre 10—11 bras sur un verticille.

Diferențe. Specia aceasta se deosebește de *Pianella grudii* Radoicic prin mărimea și numărul brațelor mult mai limitat, ca și prin aspectul cu totul special al porilor, care nu sînt decît o varietate aparte a tipului floiofore, din care derivă. Pe de altă parte, o asemănare cu *Holosporella siamensis* Pia se impune mai ales în ceea ce privește aspectul secțiunilor transversale, deși această specie prezintă un număr mai mare de brațe pe verticil decît la *Carpathoporella occidentalis* n., gen. n. sp. În ceea ce privește secțiunile longitudinale, diferențele sînt mai pregnante deoarece brațele succesive la *Holosporella siamensis* Pia sînt mult mai strînse decît la specia descrisă. Pe de altă parte, la prima vedere, datorită acestei dispoziții speciale a porilor cu aspect canalifer, în secțiuni longitudinale sau oblice în pereții talului se obțin niște discuri care ar pleda în favoarea existenței unor spiculi de *Acicularia.* Însă deosebirile, constînd în neregularitatea dispoziției „cavităților sporangice" în jurul discului și prezența unor porțiuni teșite, numai pun la îndoială apartenența lor la forma nou descrisă. Tot în secțiuni longitudinale, datorită atît prezenței porilor cu aspect canalifer, cît și a discurilor sub formă de spiculi, ești înclinat să crezi că aceste resturi aparțin g. *Coptocampylodon* Elliott. Prezența canalului central permite ușor separarea de g. *Coptocampylodon*, care nu are canal central, așa cum a arătat G. F. Elliott.

Genul **Acicularia** d'Archiac, 1843

Acicularia endoi Praturlon, 1964

(Pl. III, fig. 17—21)

1964 *Acicularia endoi* n. sp. Praturlon; Calcareous Algae from Jurassic-Cretaceous Limestone of Central Apennines (Southern Latium-Abruzzi), p. 189—191, fig. 25—26.

Hipotip: pl. III, fig. 17—21, calcare cenușii-albicioase cu pachiodonte, barremian, Valea cu Brazi (Vîrciorog) și Valea Caselor, Munții Apuseni; depus în col. Lab. de pal. Buc., nr. 8 992 a, 8 992 e, 8 992 f și 8 993 a.

Acicularia intermedia n. sp.

(Pl. III, fig. 22—26)

Holotip: pl. III, fig. 22, calcare cu pachiodonte, barremian, Valea cu Brazi (Vîrciorog), Munții Apuseni, depus în col. Lab. de pal. Buc., nr. 8 992 e.

Paratip: numeroase exemplare întîlnite la același nivel cu holotipul, depuse în col. Lab. de pal. Buc., nr. 8 992 g și 8 992 h.

Derivatio nominis: „intermedia" de la talia mijlocie a spiculilor.

Descriere. Spiculi mici de formă aproape circulară, uneori ovală, cu cavități sporangice foarte mici, la periferie. Uneori cavitățile se pot

observa chiar în interiorul spiculului. Probabil aceste cavităţi sînt legate de modul cum a fost orientată secţiunea. În urma măsurătorilor executate pe aproape 100 de exemplare, s-au putut stabili limitele de variaţie a acestor spiculi. Astfel, diametrul spiculilor este de 0,150—0,225 mm, numărul cavităţilor sporangice este foarte constant, fiind cuprins între 10 şi 13. Diametrul cavităţilor sporangice este foarte mic, fiind cuprins între 0,015 şi 0,030 mm.

Description. Petits spicules de forme presque circulaire, parfois ovale, à cavités sporangiques très réduites à la périphérie. Parfois les cavités peuvent être observées même à l'intérieur du spicule. Probablement, ces cavités internes sont en rapport avec le mode d'orientation de la coupe. A la suite des mesurages exécutés sur presque 100 exemplaires, on a pu établir les limites de variation de ces spicules. Ainsi, le diamètre des spicules est de 0,150—0,225 mm, le nombre des cavités sporangiques est très constant, étant compris entre 10 et 13. Le diamètre des cavités sporangiques est très réduit : 0,015—0,030 mm.

Diferenţe. Specia ocupă o poziţie intermediară între *Acicularia jurassica* Johnson din jurasicul superior şi *Acicularia endoi* Praturlon din cretacicul inferior (barremian-apţian). Se aseamănă cu acestea prin forma generală a spiculilor. Se deosebeşte însă prin diametrul spiculului, prin numărul şi diametrul cavităţilor. *Acicularia jurassica* Johnson prezintă dimensiuni mult mai mici atît în ceea ce priveşte diametrul spiculului, cît şi numărul şi diametrul cavităţilor sporangice. *Acicularia endoi* Praturlon prezintă dimensiuni mult mai mari decît specia descrisă.

Genul **Neomeris** Lamouroux, 1816

Neomeris sp.

(Pl. IV, fig. 28—31)

Exemplarele sînt depuse în col. Lab. de pal. Buc., nr. 8 992 a, 8 992 c şi 8 992 m, calcare cenuşii cu pachiodonte, barremian, Valea cu Brazi (Vîrciorog), Munţii Apuseni.

Descriere. Fragmente de tal uneori aproape drepte, mai mult sau mai puţin recurbate. Lungimea fragmentelor variază între 0,4 şi 0,9 mm. Grosimea peretelui variază între 0,20 şi 0,22 mm. Dintre aceste fragmente numai exemplarul figurat în planşa IV, figura 28 prezintă sporange de formă globuloasă. Acest sporange, care nu depăşeşte 0,06—0,07 mm în diametru, este aşezat la periferia talului. Restul fragmentelor întîlnite nu sînt fertile. La unele fragmente se observă deschideri care corespund braţelor secundare. Aceste deschideri au un diametru care variază între 0,03 şi 0,06 mm. Intervalul dintre braţe este cuprins între 0,11 şi 0,15 mm. Diametrul cavităţilor sporangice este destul de constant, 0,075 mm. Pe lîngă aceste fragmente, se mai întîlnesc unele fără cavităţi, însă uneori chiar pe acelaşi fragment apar deschideri în formă de „V".

Observaţii. Prezenţa sub formă de fragmente cu sau fără sporangi în cavităţi este un caracter apropiat de g. *Neomeris.* Dimensiunile fragmentelor de tal, diametrul deschiderilor, ca şi intervalul dintre braţele secundare, ar apropia aceste resturi de *Neomeris pfenderae* Konishi et Epis.

Totuşi, deosebirile principale constau în intervalul dintre braţele de ordinul II. Exemplarele întîlnite în Munţii Apuseni sînt mult mai mici decît *Neomeris cretacea* Steinman. De altfel, şi dimensiunile cavităţilor sporangice, ca şi intervalul dintre braţele de ordinul II, sînt cu mult mai variabile.

Genul **Pseudoepimastopora** Endo, 1960

Pseudoepimastopora cretacea n. sp.

(Pl. IV, fig. 32,33, 37—39)

Holotip : pl. IV, fig. 32, calcare cenuşii cu pachiodonte, barremian, Valea cu Brazi (Vîrciorog), Munţii Apuseni, depus în col. Lab. de pal. Buc., nr. 8 992 c.

Paratip : numeroase resturi întîlnite cu holotipul, depuse în col. Lab. de pal. Buc., nr. 8 992 i, 8 992 j, 8 992 k şi 8 992 l.

Derivatio nominis : „cretacea" de la numele perioadei în care a fost întîlnită.

Descriere. Exemplarele întîlnite sînt fragmentare. Nu sînt prea lungi, nedepăşind 1 mm. Fragmentele nu totdeauna sînt drepte, uneori prezentînd largi curburi cu tendinţă de ondulare. Porii sînt caracteristici, fiind alungiţi cu o parte îngustată, care se continuă central printr-o zonă mai mult sau mai puţin globuloasă. Sporangii sînt piriformi pînă la subtriunghiulari cu o parte lăţită care nu depăşeşte 0,045 mm şi o parte opusă angulară. Diametrul porilor variază între 0,075 şi 0,11 mm.

Description. Les exemplaires rencontrés sont fragmentés. Ils ne sont pas trop longs et ne dépassent pas 1 mm. Les fragments ne sont pas toujours droits, présentant parfois de larges courbures à tendance d'ondulation. Les pores sont caractéristiques, étant allongés avec une partie rétrécie qui se continue dans la partie centrale par une partie plus ou moins globuleuse. Les sporanges ont une forme piriforme jusqu'à subtriangulaire avec une partie aplatie qui ne dépasse pas 0,045 mm et la partie opposée, angulaire. Le diamètre des pores varie entre 0,075—0,11 mm.

Diferenţe. Diferă de *Pseudoepimastopora jurassica* Endo prin forma porilor, ca şi prin mărimea lor. Porii la *Pseudoepimastopora cretacea* n. sp. sînt mult mai mari decît la *P. jurassica* Endo. În afară de aceasta, prezenţa acestei forme în cretacic este un alt indiciu care pledează pentru separarea ei.

Macroporella ? gigantea Carozzi, 1955

(Pl. V, fig. 40—43)

1955 *Macroporella gigantea* n. sp. Carozzi, Dasycladacées du Jurassique supérieur du basin de Genève, p. 43—44, fig. 7, pl. VI, fig. 4.

Hipotip : pl. V, fig. 40—43, calcare marnoase, tithonic-berriasian, Culmea Bedeleului, Masivul Trascău, depus în col. Lab. de pal. Buc., nr. 8 995—8 997.

Observaţii. În urma măsurătorilor efectuate se poate remarca corespondenţa dintre forma descrisă de A. Carozzi la Mont-Salève şi cea întîlnită în Munţii Trascăului.

Familia **CODIACEAE**

Genul **Cayeuxia** Frollo, 1938

Cayeuxia moldavica Frollo, 1938

(Pl. V, fig. 44; pl. VI, fig. 45 şi 46)

1938 *Cayeuxia moldavica* n. sp. Frollo, Sur un nouveau genre de Codiacée du Jurassique supérieur des Carpates orientales, p. 269—271, pl. XVIII, fig. A_1 şi A.

Hipotip: pl. V, fig. 44; pl. VI, fig. 45 şi 46, calcare grezoase cu pachiodonte, barremian, Valea Caselor, Munţii Apuseni, depus în col. Lab. de pal. Buc., nr. 8 993 b.

Observaţii. La unele exemplare, masa tuburilor este întreruptă de nişte corpuscule de formă ovoidă, uneori chiar piriformă, la care central se poate observa un şanţ median, care ar putea reprezenta organele de reproducere ale algei. Aceste corpuscule nu se găsesc decît spre părţile externe ale talului sau cel mult în apropierea masei principale a lui. Cu toate că pînă acum organele reproducătoare nu s-au găsit în stare fosilă, se pare că aceste corpuscule le corespund funcţional. După cum se ştie, codiaceele actuale prezintă organele reproducătoare la exteriorul talului principal.

Cayeuxia kurdistanensis Elliott, 1956

(Pl. VII, fig. 47)

1956 *Cayeuxia kurdistanensis* n. sp. Elliott, Algues calcaires Codiacées fossiles d'Iraq nouvelles et peu connues, p. 789—795, pl. XXV, fig. 8—10.

Hipotip: pl. VII, fig. 47, calcare cenuşii cu pachiodonte, barremian, Valea cu Brazi (Vîrciorog), Munţii Apuseni, depus în col. Lab. de pal. Buc., nr. 8 992 n.

Genul **Boueina** Toula, 1884

Boueina pygmaea Pia, 1936

(Pl. VII, fig. 48 şi 49)

1936 *Boueina pygmaea* Pia, Calcareous green algae from Upper Cretaceous of Tripoli (North Africa), p. 12—13, pl. V, fig. 1—9.

1955 *Boueina pygmaea* Pia, Rao a. Vimal, Fossil algae from Sind, Pakistan, p. 92, pl. I, fig. 2, 5—6.

Hipotip: pl. VII, fig. 48 şi 49, calcare cenuşii cu pachiodonte, barremian, Valea cu Brazi (Vîrciorog), depus în col. Lab. de pal. Buc., nr. 8 992 m; Valea Caselor, barremian, depus în col. Lab. de pal. Buc., nr. 8 993 a, Munţii Apuseni.

Familia **GYMNOCODIACEAE**

Genul **Diversocallis** n. gen.

Derivatio nominis : „diversus" deosebit şi „callis" cărare, drum. Tal cu aspect de cărare, drum deosebit.

Generitypus: Diversocallis undulatus n. sp.

Descriere. Gimnocodiaceu format dintr-un tal nesegmentat, de formă tubulară, uneori foarte alungit, neregulat, cu tendinţe variate de recurbare. Talul prezintă un orificiu median, care probabil corespundea orificiului medular îngust sau larg dezvoltat. Porii sînt mici, extrem de fini şi egali în diametru pe toată grosimea talului. Calcitizarea talului este constantă, ceea ce determină prezenţa pereţilor cu grosimi egale pe toată lungimea lui. Sporangii prezenţi mai ales în zona corticală.

Description. Gymnocodiacée formée d'un thalle non segmenté de forme presque tubulaire, parfois très allongée, irrégulier, à tendances variées de recourbement. Le thalle présente un orifice médian qui, probablement, correspond à l'orifice médullaire, étroitement ou largement développé. Les pores sont petits, extrêmement fins et égaux en diamètre sur toute l'épaisseur du thalle. La calcitisation du thalle est constante, ce qui détermine la présence des parois à épaisseurs égales, uniformes sur toute la longueur du thalle.

Diferenţe. Diversocallis n. gen. diferă de g. *Gymnocodium* prin dispoziţia nesegmentată a talului, caracter care de altfel îl deosebeşte de multe genuri care se includ în familia *Gymnocodiaceae.* O altă deosebire constă în forma şi dispoziţia porilor, ca şi în dimensiunile lor, porii fiind aproape egali pe toată grosimea peretelui. Diferă de g. *Permocalculus* prin forma şi mărimea porilor. Acest ultim caracter este foarte variabil la diversele specii care aparţin g. *Permocalculus. Diversocallis* n. gen. mai poate fi comparat cu g. *Galaxaura* actual, la care porii sînt dispuşi aproape vertical pe toată grosimea peretelui şi au diametrul variabil de la interior la exterior, dar de care se deosebeşte prin porii egali pe toată grosimea peretelui. Comparaţiile scot în evidenţă strînsa legătură dintre aceste genuri, dacă ne referim la cel mai important caracter al acestora, forma şi dispoziţia porilor. Astfel, dacă la g. *Gymnocodium* porii sînt dispuşi oblic cu diametrul variabil de la interior la exterior, la g. *Permocalculus* porii sînt dispuşi oblic radiar cu diametrul de asemenea variabil, pentru ca la g. *Diversocallis* n. gen. porii să prezinte o dispoziţie oblică cu tendinţa spre verticală şi diametrul egal pe toată grosimea peretelui. Această dispoziţie ar face trecerea la g. *Galaxaura*, avînd porii verticali, însă cu diametrul variabil de la interior spre exterior.

Diversocallis undulatus n. sp.

(Pl. VIII, fig. 52—56)

Holotip : pl. VIII, fig. 52, calcare cenuşii cu pachiodonte, barremian, Valea cu Brazi (Vîrciorog), Munţii Apuseni, depus în col. Lab. de pal. Buc., nr. 8 992 m.

Paratip : numeroase exemplare întîlnite cu holotipul, depuse în col. Lab. de pal. Buc., nr. 8 992 m şi 8 992 n.

Derivatio nominis : „undulatus" tal cu aspect vălurit, ondulat.

Descriere. Tal de formă tubulară, nesegmentat, alungit uneori neregulat, cu tendinţă de recurbare. Diametrul exterior al talului variază între 0,30 şi 0,55 mm. Talul prezintă central un orificiu care corespundea probabil golului medular al algei. Atunci cînd talul este întreg, acest orificiu prezintă un diametru cuprins între 0,08 şi 0,28 mm. În secţiunile oblice sau parţiale, suprafaţa pereţilor talului se măreşte mult, iar porii sînt mult alungiţi. Alteori talul, nefiind întreg, are aspectul neregulat. În secţiuni longitudinale, porii sînt mici, fiind dispuşi oblic pînă la vertical. Un caracter important al acestor pori îl constituie acelaşi diametru pe toată grosimea peretelui. Diametrul acestor pori este de 0,010—0,015 mm. Pereţii talului sînt calcitizaţi. Grosimea lor este destul de variabilă, de la 0,10 la 0,15 mm. În secţiuni transversale, talul se prezintă neregulat, cu pori mici şi numeroşi. Uneori se pot observa central resturi ale orificiului medular. Sporangii, cînd sînt prezenţi, sînt dispuşi cortical în nişte „cavităţi" neregulate, care comunicau cu exteriorul printr-o deschidere mai mult sau mai puţin regulată. Sporangii au o formă oval-piriformă, cu limite de variaţie cuprinse între 0,04 şi 0,06 mm. Lungimea maximă a talului este de 3,60 mm.

Description. Thalle de forme tubulaire, non segmenté, allongé parfois irrégulièrement, à tendances de recourbement. Le diamètre externe du thalle varie entre 0,30 et 0,55 mm. Le thalle présente un orifice central qui correspond probablement au vide médullaire de l'algue. Lorsque le thalle est en entier cet orifice présente un diamètre compris entre 0,08 et 0,28 mm. Dans les coupes obliques ou partielles, l'aire de la paroi du thalle s'agrandit beaucoup et les pores sont beaucoup allongés. Parfois le thalle n'étant pas en entier, il a l'aspect d'une dantelure à formes très variées. En coupes longitudinales, les pores sont petits, étant disposés obliquement, presque verticalement. Un caractère intéressant de ces pores est qu'ils ont le même diamètre sur toute l'épaisseur de la paroi. Le diamètre de ces pores est de 0,010—0,015 mm. Les parois du thalle sont calcifiées. Leur épaisseur est assez variable, 0,10—0,15 mm. En coupes transversales le thalle est irrégulier, à nombreux petits pores. Parfois on peut remarquer au centre des restes de l'orifice médullaire. Les sporanges, lorsqu'ils sont présents, sont disposés d'une manière corticale en « cavités » irrégulières qui correspondent avec l'extérieur par une ouverture irrégulière. Les sporanges ont forme ovale-piriforme, à limites de variation comprises entre 0,04 et 0,06 mm. La longueur maximum rencontrée du thalle est de 3,60 mm.

Diferenţe. Se deosebeşte de *Gymnocodium bellerophontis* (Rothpeltz) din permian atît prin forma talului, cît şi prin dispoziţia porilor, care prezintă diametrul egal pe toată grosimea peretelui. O oarecare asemănare, în ceea ce priveşte forma talului, ca şi aspectul porilor, se poate face cu *Permocalculus plumosus* Elliott, întîlnit în permianul superior din nordul Irakului. Asemănări în ceea ce priveşte dispoziţia porilor se pot remarca şi la tipurile cretacice *Permocalculus inopinatus* Elliott şi *P. irenae* Elliott, de care diferă prin constanţa diametrului porilor pe toată grosimea peretelui. În ceea ce priveşte g. *Galaxaura*, asemănarea constă în dispoziţia porilor aproape de verticală, deosebindu-se prin mărimea lor constantă pe toată grosimea peretelui. Dispoziţia sporangilor în „cavităţi" permite includerea acestei specii la grupul dispărut al rodofitelor din cadrul familiei *Gymnocodiaceae*.

INCERTAE SEDIS

Genul **Calcisphaera** Williamson, 1880

„Calcisphaera" tracica n. sp.

(Pl. IV, fig. 34—36 şi pl. VII, fig. 50 şi 51)

Holotip : pl. VII, fig. 50, calcare cenuşii cu pachiodonte, barremian, drumul de creastă dintre pădurea Costişoaia şi valea Fîntîna Doamnei, Munţii Apuseni, depus în col. Lab. de pal. Buc., nr. 8 994 a.

Paratip : numeroase exemplare întîlnite cu holotipul, depuse în col. Lab. de pal. Buc., nr. 8 994 a.

Derivatio nominis : „tracica" de la traci, trib mare ce locuia în Peninsula Balcanică şi din care se crede că se trag daco-geţii.

Descriere. Sfere mici păstrate în calcit cu margine rotundă şi zonă centrală celulară. Pereţii corticali nu sînt prea largi. Diametrul sferei variază între 0,060 şi 0,10 mm, iar diametrul părţii centrale între 0,030 şi 0,060 mm. Grosimea peretelui cortical este de 0,015—0,030 mm. La unele sfere se remarcă o înlocuire a calcitului primar cu silice secundară, fapt care determină schimbarea întrucîtva a conturului sferei, ceea ce face să prezinte aspecte cu totul variate faţă de sfera primordială.

Description. Petites sphères conservées en calcite, à bordure circulaire et la zone centrale, cellulaire. Les parois corticales ne sont pas trop larges. Le diamètre de la sphère varie entre 0,060—0,10 mm et celui de la partie centrale, entre 0,030—0,060 mm. L'épaisseur de la paroi corticale est de 0,015—0,030 mm. Chez certaines sphères on remarque un remplacement de la calcite primaire par de la silice secondaire, fait qui détermine le changement, en quelque sorte, du contenu de la sphère, présentant des aspects tout à fait variés par rapport à la sphère primordiale.

Diferenţe. După cum se ştie, „*Calcisphaera*" a fost întîlnită în devonianul superior şi carboniferul inferior din Anglia, Franţa, Belgia, ca şi în jurasicul superior din Japonia. Singura comparaţie care poate fi făcută este cu „*Calcisphaera*" *jurassica* Endo, care, spre deosebire de specia întîlnită de noi, are dimensiuni mai mici.

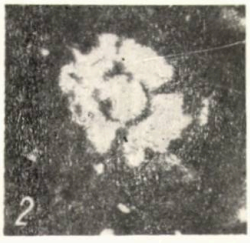
PLANŞA I

Fig. 1. — *Salpingoporella dinarica* Radoicic (secţiune longitudinală puţin oblică), hipotip, dep. în col. Lab. de pal. Buc., nr. 8 991 a.
Fig. 2. — *Salpingoporella dinarica* Radoicic (secţiune transversală), hipotip, dep. în col. L.P.B., nr. 8 990 a.
Fig. 3. — *Salpingoporella dinarica* Radoicic (secţiune tangenţială), hipotip, dep. în col. L.P.B., nr. 8 991 a.
Fig. 4. — *Salpingoporella dinarica* Radoicic (secţiune transversal-oblică), hipotip, dep. în col. L.P.B., nr. 8 990 a.
Fig. 5 şi 6. — *Salpingoporella* sp. (secţiune longitudinală), dep. în col. L.P.B., nr. 8 990 a.
Fig. 7. — *Carpathoporella occidentalis* n. gen., n. sp. (secţiune longitudinală puţin oblică), holotip, dep. în col. L.P.B., nr. 8 992 c.
Fig. 8. — *Carpathoporella occidentalis* n. gen., n. sp. (secţiune tangenţială care arată porii aplatisaţi longitudinal), holotip, dep. în col. L.P.B., nr. 8 992 a.
Fig. 9. — *Carpathoporella occidentalis* n. gen., n. sp. (secţiune oblic-transversală), holotip, dep. în col. L.P.B., nr. 8 992 a.
Toate figurile sînt mărite de ×60.

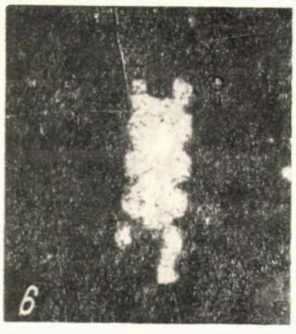
1

3

4


2

5


6

7

8

9

Fig. 10. — *Carpathoporella occidentalis* n. gen., n. sp. (secţiune oblică), holotip, dep. în col. L.P.B., nr. 8 992 c.

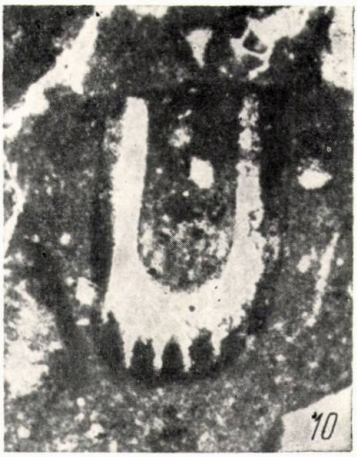
Fig. 11. — *Carpathoporella occidentalis* n. gen., n. sp. (secţiune transversală), holotip, dep. în col. L.P.B., nr. 8 992 b.

Fig. 12. — *Carpathoporella occidentalis* n. gen., n. sp. (secţiune oblic-tangenţială cu aspect de spicul de „*Acicularia*", continuată cu pori de formă canaliferă), paratip, dep. în col. L.P.B., nr. 8 992 d.

Fig. 13. — *Carpathoporella occidentalis* n. gen., n. sp. (secţiune oblic-tangenţială cu aspect de spicul „acicularian"), paratip, nr. 8 992 c.

Fig. 14 — 16. — *Carpathoporella occidentalis* n. gen., n. sp. (secţiuni transversale divers orientate), paratip, dep. în col. L.P.B., nr. 8 993 a, 8 992 c, 8 992 d.

Toate figurile sînt mărite de × 60.

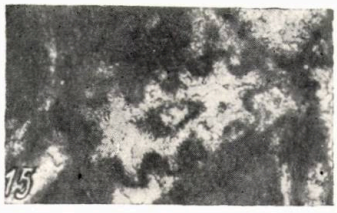

10

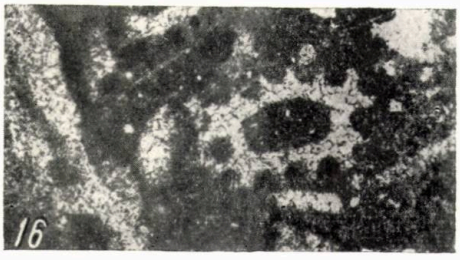
11

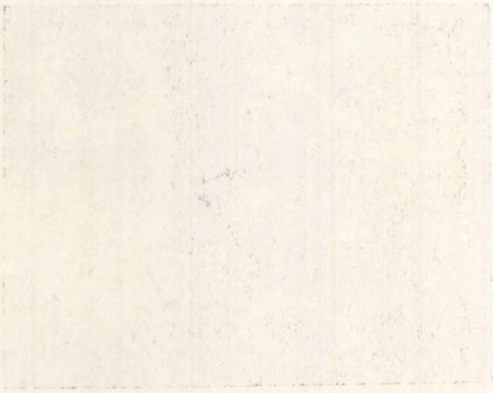
12

13

14


15


16



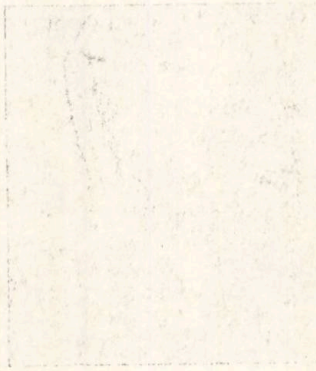


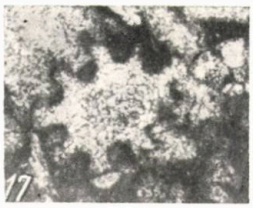
Fig. 17—21. — *Acicularia endoi* Praturlon, hipotip, dep. în col. L.P.B., nr. 8 992 a, 8 992 e, 8 992 f, 8 993 a.

Fig. 22. — *Acicularia intermedia* n. sp., holotip, dep. în col. L.P.B., nr. 8 992 e.

Fig. 23, 24—26. — *Acicularia intermedia* n. sp., paratip, dep. în col. L.P.B., nr. 8 992 g, 8 992 h.

Fig. 27. — *Acicularia endoi* Praturlon şi *Acicularia intermedia* n. sp., dep. în col. L.P.B., nr. 8 992 g.

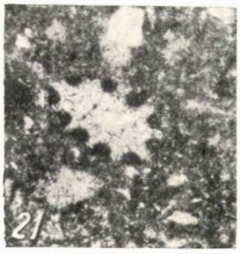
Toate figurile sînt mărite de ×60.

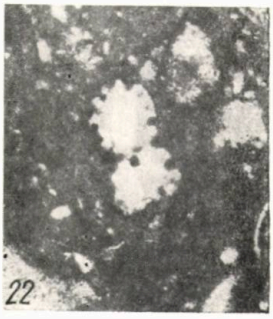

17

18

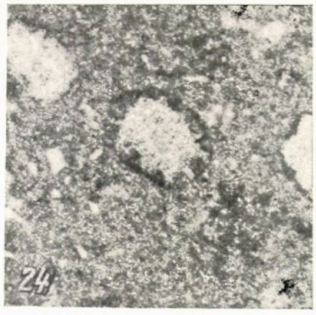
19

20

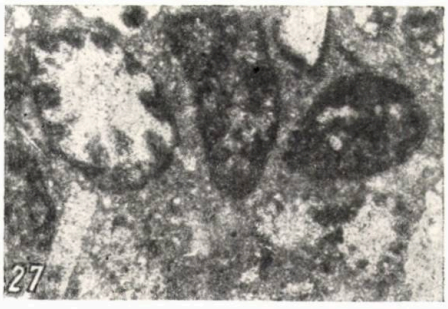

21


22

23


24

25


27

26

Fig. 28. — *Neomeris* sp. (fragment de tal cu sporange), dep. în col. L.P.B., nr. 8 992 c.

Fig. 29—31. — *Neomeris* sp. (fragment de tal cu cavități sporangice și ramuri de ordinul II, fragmente de tal nefertile, dep. în col. L.P.B., nr. 8 992 a, 8 992 c, 8 992 m.

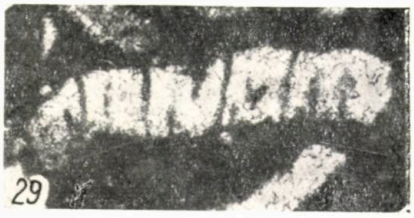
Fig. 32. — *Pseudoepimastopora cretacea* n. sp. (secțiuni în fragmente de tal), holotip dep. în col. L.P.B., nr. 8 992 c.

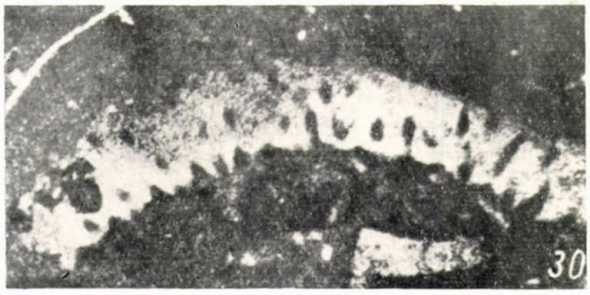
Fig. 33, 37—39. — *Pseudoepimastopora cretacea* n. sp., paratip, dep. în col. L.P.B., nr. 8 992 i, 8 992 j, 8 992 k, 8 992 l.

Fig. 34—36. — „*Calcisphaera*" *tracica* n. sp., paratip, dep. în col. L.P.B., nr. 8 994 a.

Toate figurile sînt mărite de ×60.

28


29

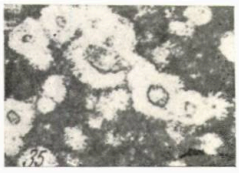

30

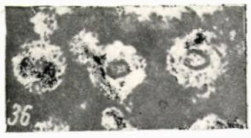
31

32

33

34


35


36

37

38

39

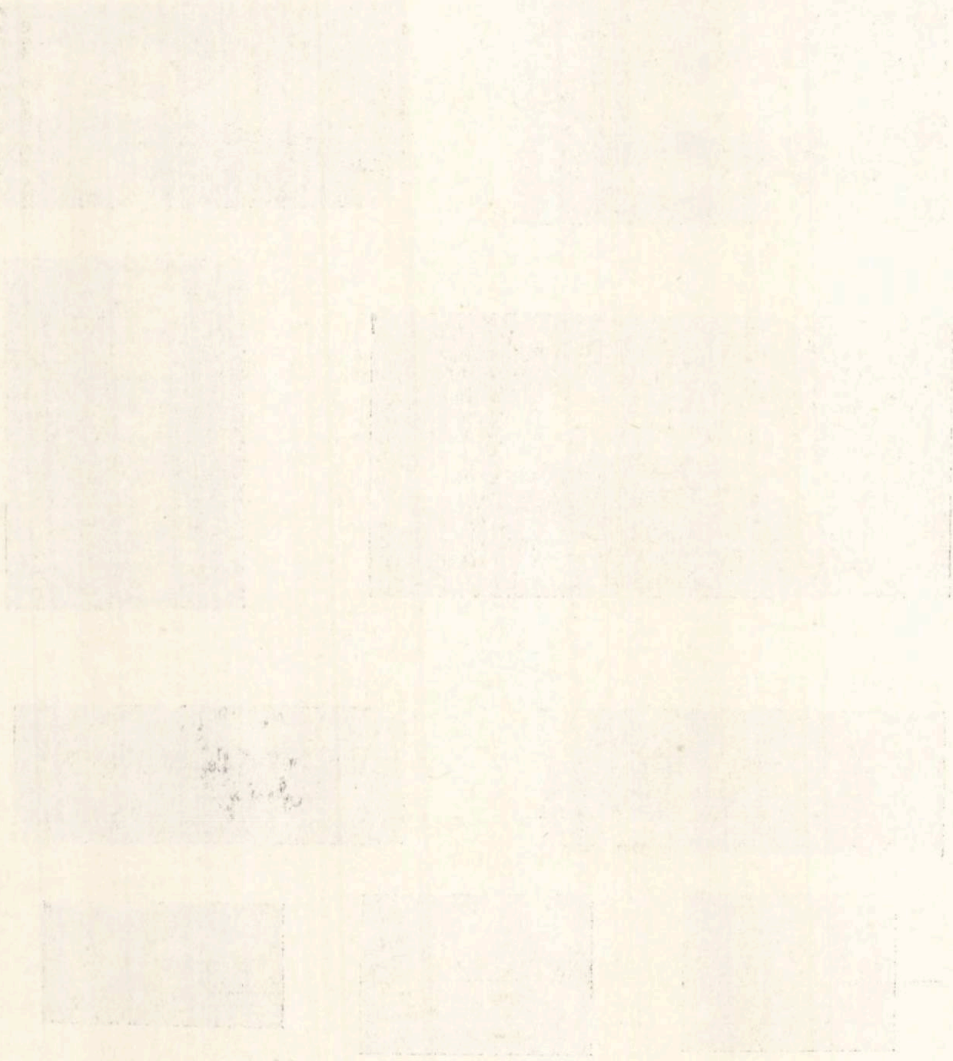


Fig. 40. — *Macroporella? gigantea* Carozzi (secţiune transversală în tal), hipotip, dep. în col. L.P.B., nr. 8 995.

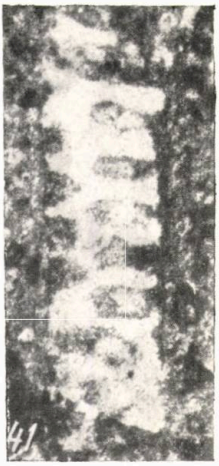
Fig. 41. — *Macroporella? gigantea* Carozzi (secţiune longitudinală în tal cu sporangi), hipotip, dep. în col. L.P.B., nr. 8 996.

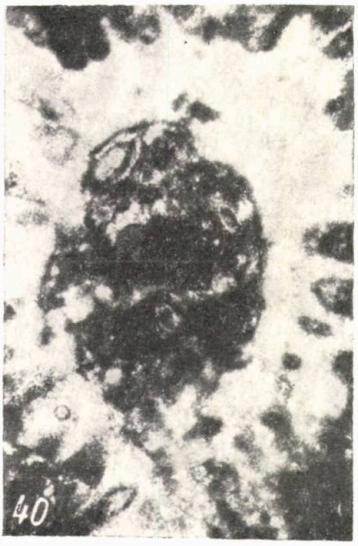
Fig. 42. — *Macroporella? gigantea* Carozzi (secţiune tangenţială în peretele talului), hipotip, dep. în col. L.P.B., nr. 8 997.

Fig. 43. — *Macroporella? gigantea* Carozzi (secţiune longitudinală), hipotip, dep. în col. L.P.B., nr. 8 996.

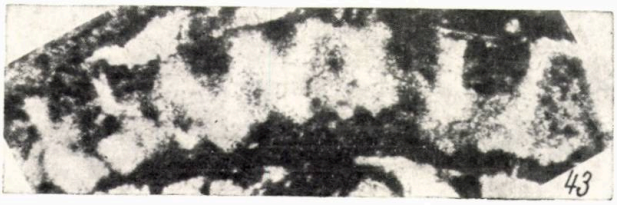
Fig. 44. — *Cayeuxia moldavica* Frollo (secţiune divers orientată cu corpuscule ovoide „s", care ar putea să corespundă organelor de reproducere), hipotip, dep. în col. L.P.B., nr. 8 993 b.

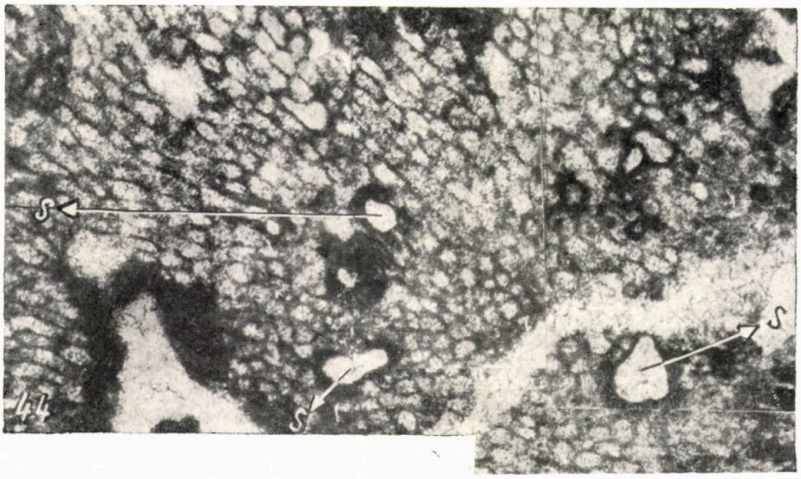
Toate figurile sînt mărite de $\times 60$.


41


40

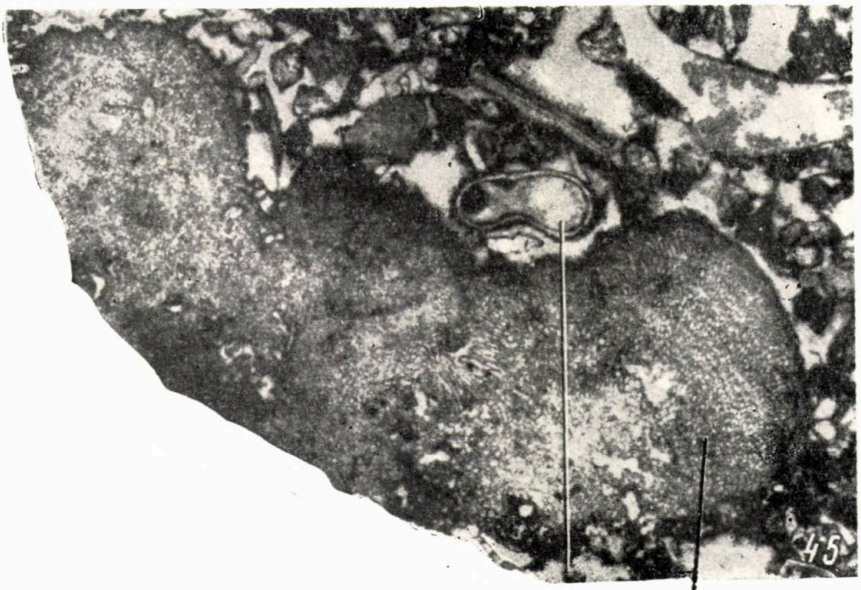
42

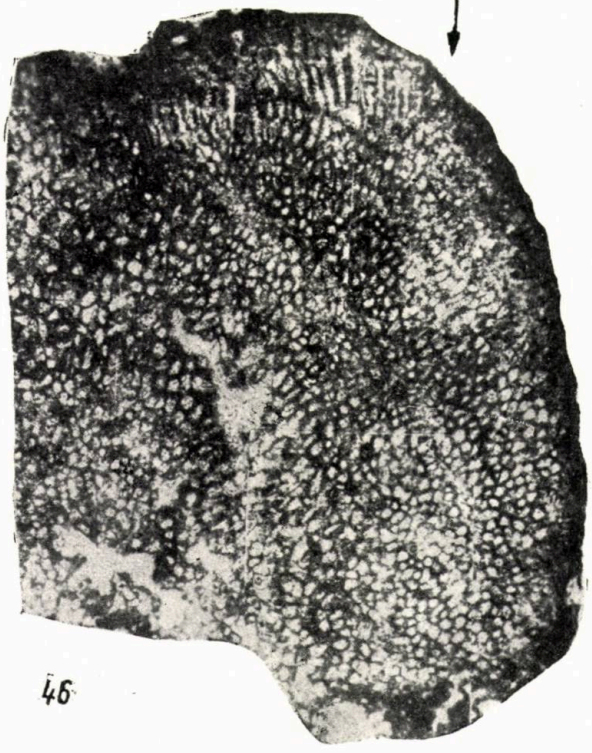

43



44

Fig. 45 și 46. — *Cayeuxia moldavica* Frollo ; 45, vedere de ansamblu a talului, ×10 ; 46, vedere parțială dintr-o porțiune a talului, ×30 ; hipotip, dep. în col. L.P.B., nr. 8 993 b.





46

Fig. 47. — *Cayeuxia kurdistanensis* Elliott, hipotip, dep. în col. L.P.B., nr. 8 992 n.

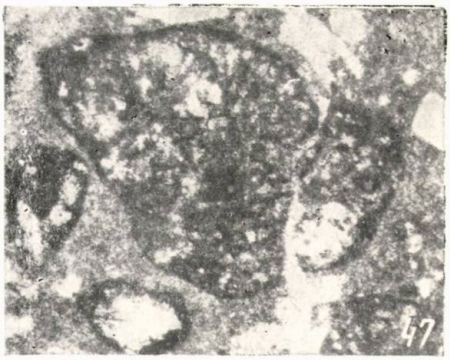
Fig. 48 şi 49. — *Boueina pygmaea* Pia, hipotip, dep. în col. L.P.B., nr. 8 992 m, 8 993 a.

Toate figurile sînt mărite de ×60.

Fig. 50. — „*Calcisphaera*" *tracica* n. sp., holotip, dep. în col. L.P.B., nr. 8 994 a.

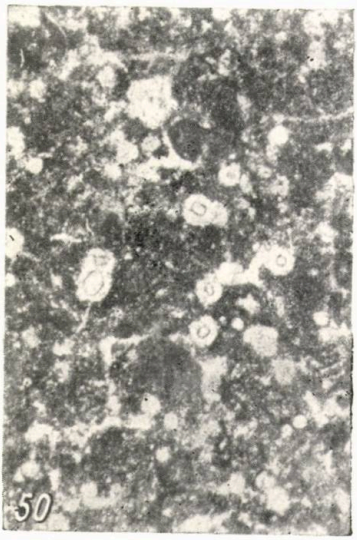
Fig. 51. — „*Calcisphaera*" *tracica* n. sp., paratip, dep. în col. L.P.B., nr. 8 994 a.

Toate figurile sînt mărite de ×30.


47

48

49


50

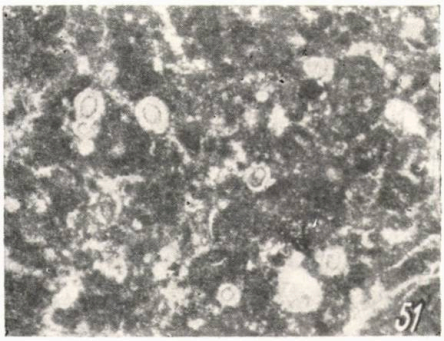

51

Fig. 52. — *Diversocallis undulatus* n. gen., n. sp. (secţiune longitudinală în tal), la care se disting şi sporangii „s''), holotip, dep. col. L.P.B., nr. 8 992 m.

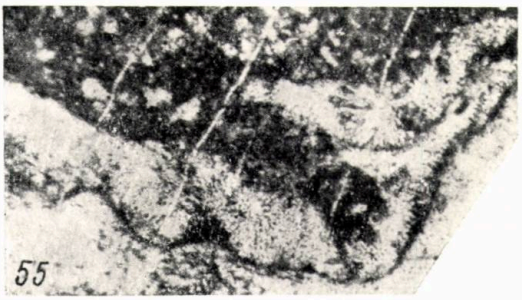
Fig. 53—56. — *Diversocallis undulatus* n. gen., n. sp. (secţiuni divers orientate în tal), paratip, dep. în col. L.P.B., nr. 8 992 m, 8 992 n.

Toate figurile sînt mărite de ×60.

S
S
S
52

53

54


55

56

ALGUES CALCAIRES DU JURASSIQUE SUPÉRIEUR ET DU CRÉTACÉ INFÉRIEUR DES MONTS APUSENI

RÉSUMÉ

Dans les monts Pădurea Craiului (zone Vîrciorog — Fîşca) les dépôts appartenant au Jurassique supérieur qui correspondent au Portlandien, sont représentés par des calcaires récifaux à *Diceras* et *Nerinea*. Parmi les formations du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur existe une lacune de sédimentation, qui a favorisé la formation des bauxites. Le Crétacé inférieur commence par des calcaires récifaux gris à Pachyodontes, d'âge barrémien. Les algues calcaires proviennent de l'horizon calcaire du Barrémien ayant une épaisseur moyenne de 250 m. On en décrit : *Carpathoporella occidentalis* n. gen,. n. sp. semblable au g. *Pianella*, par la forme des pores aplatis et au g. *Holosporella*, par la présence d'un nombre plus réduit de bras sur le verticille. Chez *Carpathoporella* les bras constituent une variété à part du type phloïphore, et la distance entre les verticilles successifs est de 0,40 à 0,60 mm. Dans le même horizon on a rencontré les formes suivantes : *Salpingoporella* sp. semblable à la forme décrite par Radoicic dans les Dinarides, ensuite *Acidularia endoi* Praturlon, *Acicularia intermedia* n. sp., *Neomeris* sp. et *Pseudoepimastopora cretacea* n. sp. différente de *P. jurassica* Endo. Parmi les *Codiaceae*, on a signalé *Cayeuxia moldavica* Frollo chez laquelle on a distingué une série de corpuscules calcaires qui, probablement, appartiennent aux organes reproducteurs, disposés vers la périphérie du thalle, comme chez les *Codiaceae* actuelles, *Cayeuxia kurdistanensis* Elliott, à structure tubulaire radiée et au diamètre des tubes plus petit que chez *C. moldavica* et *Boueina pygmaea* Pia, représenté par des fragments de thalle avec la partie centrale perforée ayant l'aspect de tubes, qui fait qu'elle ne diffère pas du g. *Halimeda*, auquel elle peut être incluse, comme l'avait remarqué J. Pia. Parmi les *Gymnocodiaceae*, *Diversocallis undulatus* n. gen., n. sp. est comparé avec le g. *Gymnocodium*, *Permocalculus* et *Galaxaura* actuel. Le principal caractère de ce genre est la disposition presque verticale des pores sur l'axe du thalle ainsi que la présence d'un diamètre égal sur toute l'épaisseur de la paroi. Du groupe *Incertae sedis* on décrit *Calcisphaera tracica* n. sp. qui est comparée à *C. jurassica* Endo, dont elle diffère par ses dimensions plus grandes. Dans le massif de Trascău, des calcaires fins presque lithographiques à Tintinnides, d'âge tithonique-berriasien, on décrit *Macroporella? gigantea* Carozzi. Il paraît que cette forme appartient à un autre genre, mais n'ayant à notre disposition qu'un nombre réduit d'exemplaires, nous n'avons pu faire de remarques plus précises. Cette forme trouvée dans les monts de Trascău fera l'objet d'une autre étude concernant le genre *Pianella* Radoicic.

BIBLIOGRAFIE

1. Carozzi A., *Dasycladacées du Jurassique supérieur du bassin de Genève*, Ecl. Geol. Helv., 1955, **48**.
2. Delmas M. et Deloffre R., *Un niveau à Algues calcaires au passage Albien-Cénomanien en Aquitaine*, Rev. de Micropal., 1962, **5**, *3*.

3. Dragastan O., *A new Serpulid species in the Upper Jurassic of Romania*, Pal. Zeitschr., 1966, **40**, *1/2*.
4. — *Microfaciesurile Jurasicului superior şi Cretacicului inferior din Munţii Apuseni*, Anal. Univ. Buc., 1965, *2*.
5. Elliott G. F., *Fossil calcareous algae from the Middle East*, Micropaleontology, 1955, **1**, *2*.
6. — *The Permian calcareous alga Gymnocodium*, Micropaleontology, 1955, **1**, *1*.
7. — *Algues calcaires Codiacées fossiles d'Iraq nouvelles ou peu connues*, Bull. Soc. Géol. France, seria a VI-a, 1956.
8. — *Algal debris-facies in the Cretaceous of the Middle East*, Palaeontology, 1958, *1*.
9. — *New calcareous algae from the Cretaceous of Iraq*, Rev. Micropal., 1959, **1**, *4*.
10. Endo R., *Phylogenetic relationship among the calcareous algae*, Sci. Rep. Saitama Univ., volum comemorativ dedicat prof. E. Endo, Urawa, 1961.
11. — *Calcareous algae from the Jurassic Torinosu Limestone of Japan*, Sci. Rep. Saitama Univ., volum comemorativ dedicat prof. R. Endo, Urawa, 1961.
12. Filipescu M. G. şi Dragastan O., *Resturi de Tintinnidae în depozitele tithonice şi neocomiene din R. P. Română*, St. şi cerc. geol., 1963, **VIII**, *3*.
13. Fisch W., *Beiträge zur Geologie des Bihargebirges*, Jahrsb. der philosoph. Facultät d. Univ. Bern, 1924.
14. Frollo R. M., *Sur un nouveau genre de Codiacée du Jurassique supérieur des Carpates orientales*, Bull. Soc. Géol. de France, 1938, **8**, *3—4*.
15. Johnson J. H., *Jurassic algae from the subsurface of the Gulf Coast*, J. Paleont., 1961, **35**.
16. — *The Jurassic Algae*, Quart. Colorado School of Mines, 1964.
17. Konishi K. a. Epis R. C., *Some early Cretaceous calcareous algae from Cochise County, Arizona*, Micropaleontology, 1962, **8**, *1*.
18. Krăutner Th., *Etudes géologiques dans la Pădurea Craiului*, C. R. Inst. géol. Roum., 1941, **XXV**.
19. Lemoine M., *Observations sur le Trias Bétique et ses Algues calcaires*, Mem. y Comunic. del Inst. Géol. Provincil, 1954, **XI**.
20. Lemoine M. et Raoult F. J., *Algues calcaires dans l'Infralias et le Lias inférieur et moyen du Chaînon de Haouz (Rif septentrional, Maroc)*, C. R. Somm. des Séances de la Soc. Géol. de France, 1962, *7*.
21. Lemoine M. et Sarfati J., *Sur une Dasycladacée du Bajocien des Corbières*, C. R. Somm. des Séances de la Soc. Géol. de France, 1963, *7*.
22. Patrulius D., *Contribuţii la studiul geologic al Pădurii Craiului*, Dări de seamă Com. geol. 1956, **40**.
23. Pia J., in Hirmer, *Handbuch der Paläobotanik, I, Thallophyta*, München-Berlin, 1927.
24. — *Upper Triassic fossils from the Burmo-Siamese frontier. A New Dasycladacea, Holosporella siamensis nov. gen., nov. sp. with a description of the allied genus Aciculella Pia*, Record. Geol. Surv. India, 1930, partea I, **63**.
25. Praturlon A., *Calcareous algae from Jurassic-Cretaceous Limestone of Central Apennines (Southern Latium-Abruzzi)*, Geologica Romana, 1964, **III**.
26. Preda I., *Geologia regiunii Lunca Sprie, Corbeşti — Valea Riului Surducel*, Comunicări de geologie, 1963, **II**.
27. Radoicic R., *Salpingoporella dinarica nov. sp. u donjokrednim sedimentima Dinarida*, Bull. géol. Inst. géol. Montenegro, 1959, **III**.
28. — *Microfaciès du Crétacé et du Paléogène des Dinarides externes de Yougoslavie*, Paleont. Dinarides Yougoslaves (A. Micropal.), 1960, *4*, *1*.
29. — *Sur une nouvelle Dasycladacée du Jurassique supérieur: Pianella grudii n. gen.*, n. sp., Bull. of the Institut. for Geol. a. Geophys. Research, seria A, 1963, *20*.
30. Rao S. R. N. a. Vimal K. P., *Fossil algae from Sind, Pakistan*, Micropaleontology, 1955, **1**, *1*.
31. Răileanu Gr., *Cercetări geologice în regiunea Roşia (Munţii Pădurea Craiului)*, Anal. Univ. Buc., seria şt. nat., 1957, *9*.

Universitatea Bucureşti,
Facultatea de geologie — geografie,
Laboratorul de paleontologie.

Primită în redacţie la 28 aprilie 1966

NOTĂ ASUPRA PREZENȚEI ATTAPULGITULUI ÎN BENTONITELE DE LA ALBA-IULIA

DE

V. IANOVICI

MEMBRU CORESPONDENT AL ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

și

GH. NEACȘU

55(05)

La sud-est de Alba-Iulia, în baza depozitelor tortoniene marine, se găsește un strat de bentonit cenușiu-verzui, gros de 2,2 — 15,6 m, care apare la zi între Oarda-de-Sus și Straja, pe o distanță de aproximativ 12 km.

Atît la partea inferioară, cît și la partea superioară a stratului, se găsesc zone de trecere, groase de 0,2 — 0,5 m, alcătuite din bentonite nisipoase, în care participarea materialului psamitic detritic crește spre exteriorul stratului, ajungîndu-se la nisipuri bentonitice. Uneori, în bentonite se găsesc lentile sau strate subțiri de nisipuri, care ajung rar la grosimi de 0,5 m.

Macroscopic și microscopic, bentonitele au structură relictă de tuf. În cîteva puncte, la partea inferioară a stratului, s-a întîlnit și structura relictă de microbrecie (valea Ciugud).

Gradul de argilizare al rocii este diferit. Pe direcție, gradul de argilizare este același, așa încît se poate afirma că alterația a avut o intensitate egală pe toată suprafața stratului. Pe verticală, gradul de argilizare este însă variabil, crescînd treptat de la partea superioară a stratului spre bază. Gradul de argilizare este mai ridicat în zona de alterație pedogenetică și în zona de alterație superficială, unde roca mai păstrează megascopic aspectul de tuf; la microscop se observă distrugerea pseudomorfozelor de minerale argiloase formate după feldspat și a structurii relicte de tuf, marcată de apariția agregatelor sferice coloidale de minerale argiloase și deci a unei tructuri colomorfe.

Studiul mineralogic al probelor de bentonit a permis determinarea în fracțiunea 0,1 — 0,5 μ a unui conținut relativ ridicat de minerale argiloase cu structură în lanț din seria attapulgit-sepiolit.

St. și cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie t. 12 nr. 2 p. 455–459 București 1967

Fracțiunile granulometrice fine ale probelor de bentonit au fost analizate prin metode roentgenografice, termodiferențiale și cu ajutorul microscopului electronic.

Analiza roentgenografică a fracțiunilor granulometrice fine (sub 1 μ și între 0,1 și 0,5 μ) a pus în evidență liniile montmorillonitului, ale cloritului magnezian și ale attapulgit-sepiolitului. Dintre mineralele neargiloase s-au pus în evidență cuarț, calcit și α-cristobalit. În figura 1 sînt trecute

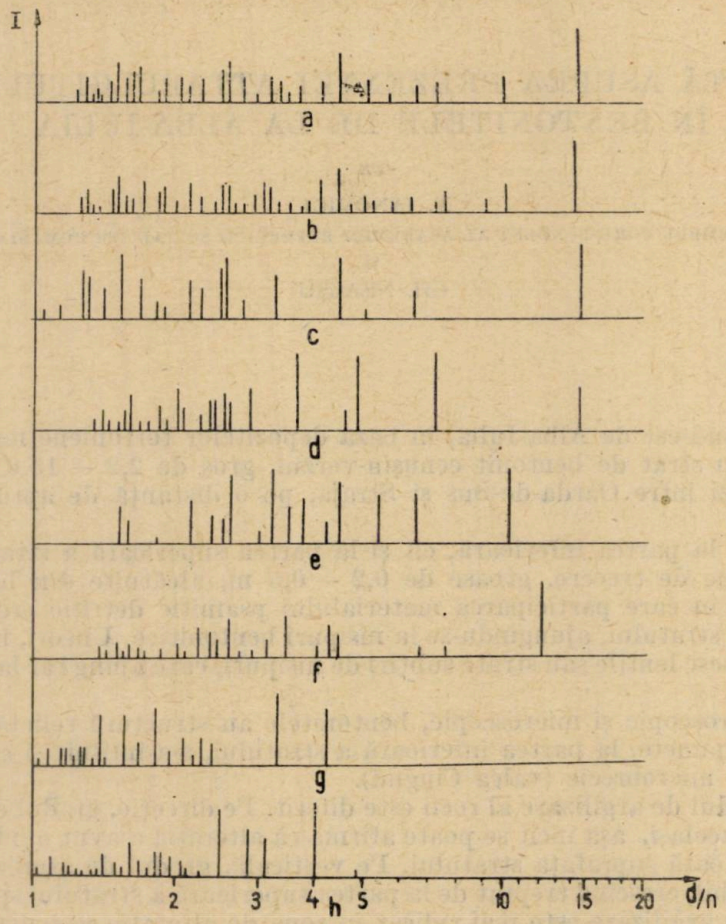


Fig. 1. — Nomograme.

a, Probă de bentonit fracțiunea 0.1–0.5 μ, tratată cu Ca++, Alba-Iulia; *b*, probă de bentonit fracțiunea < 1 μ, naturală, Alba-Iulia; *c*, montmorillonit, după Winkler; *d*, penin bine cristalizat, după Brindley și Ali; *e*, attapulgit, după Bradley; *f*, sepiolit slab cristalizat, după Brindley; *g*, cuarț, după Sedlețki; *h*, α-cristobalit, după Barth. Distanțele interreticulare (d/n) sînt date în kX; I, intensitățile relative.

proiecțiile grafice în scară logaritmică ale valorilor roentgenogramelor probelor cercetate și ale probelor-etalon.

Deosebit de util la identificarea attapulgitului este reflexul 10—10,2 kX. Acest reflex aparține sigur attapulgitului, și nu illitului sau halloysitu-

lui, datorită faptului că lipsesc reflexele celorlalte plane cu mare densitate reticulară ale acestor două minerale, care mai pot da reflexe cu aceeași valoare a distanței dintre plane.

Analiza globală a probelor arată de asemenea faptul că în probe lipsesc illitul (K_2O este de aproximativ 0,3%) și halloysitul ($SiO_2 : Al_2O_3$ este mai mare de 4, mult mai mare decît în illit unde acest raport este egal cu 3 și în halloysit unde este egal cu 2).

Dintre celelalte reflexe caracteristice attapulgitului, importante pentru identificare, menționăm reflexele 6,5; 3,2 și 2,61 — 2,62 kX.

În fracțiunea cea mai fină (0,1 — 0,5 μ), cantitatea de attapulgit crește, ajungînd să alcătuiască mai mult de 10% din probă, iar cantitatea de α-cristobalit scade foarte mult față de fracțiunile argiloase mai grosiere (5 — 1 μ).

Termic diferențial (fig. 2), attapulgitul se recunoaște cu ușurință după croșetul exoterm puternic de la 970—980°C. Foarte utile la identificare sînt efectele endoterme 550—600°C și 900°C. Pe termogramă se observă un mic endoterm la 760—780°C, datorat cloritului magnezian (și posibil

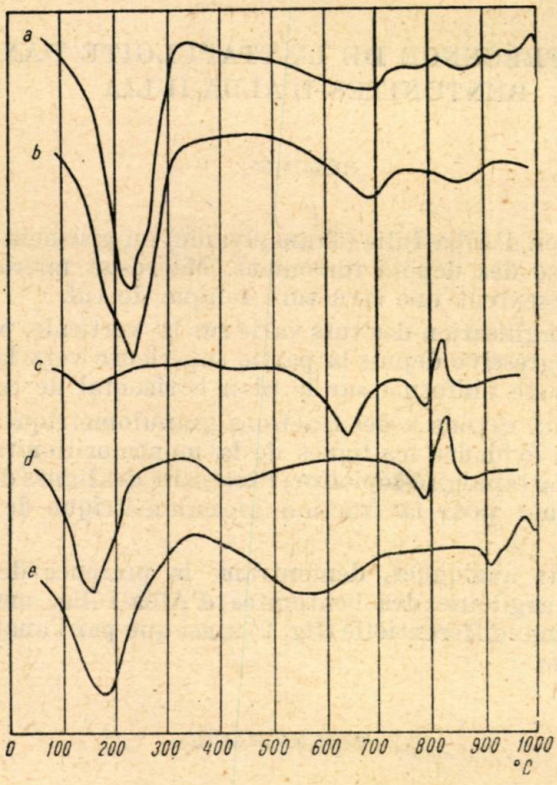


Fig. 2. — Curbe termice diferențiale.

a, Probă de bentonit de la Alba-Iulia fracțiunea <1 μ, etaloane după R. C. Mackenzie; *b*, montmorillonit; *c*, clorit tip penin fracțiunea < 2 μ; *d*, sepiolit; *e*, attapulgit.

sepiolitului), urmat de un mic exoterm la aproximativ 800°C, caracteristic pentru unele clorite şi pentru sepiolit, precum şi un mic endoterm la 400—420°C, datorat sepiolitului.

La microscopul electronic se recunosc cu multă uşurinţă, după forma lor de prezentare, mineralele aciculare din seria sepiolit-attapulgit.

Atît roentgenografic, pe curbele termodiferenţiale, cît şi la microscopul electronic, sînt indicii în favoarea prezenţei sepiolitului în cantitate foarte mică, subordonat mult attapulgitului.

Attapulgit-sepiolitul are dimensiuni reduse, fiind acumulat în fracţiunile cele mai fine ale bentonitului.

Prezenţa attapulgitului în bentonitele de la Alba-Iulia, deşi în cantitate foarte mică, condiţionează o serie de proprietăţi specifice : stabilitatea ridicată a suspensiilor, gradul de dispersie avansat etc.

Existenţa attapulgitului în bentonitele de la Alba-Iulia este un argument mineralogic în favoarea formării lor în timpul diagenezei.

SUR LA PRÉSENCE DE L'ATTAPULGITE DANS LES BENTONITES D'ALBA-IULIA

RÉSUMÉ

Dans la région d'Alba-Iulia (Transylvanie) un gisement de bentonites se trouve à la base des dépôts tortoniens. Macro- et microscopiquement les bentonites présentent une structure relique de tuf.

Le degré d'argilisation des tufs varie sur la verticale, présentant une augmentation progressive depuis la partie supérieure vers la base de la couche, mais il reste uniforme sur le plan horizontal de cette dernière.

L'analyse aux rayons x des fractions granulométriques fines (moins de 1 μ) a mis en évidence les lignes de la montmorillonite, du chlorite magnésien et de l'attapulgite-sépiolite ; l'intensité des lignes de l'attapulgite atteint le maximum pour la fraction granulométrique de 0,1 — 0,5 μ (fig. 1).

Des résultats analogues, démontrant la présence de l'attapulgite dans la fraction argileuse des bentonites d'Alba-Iulia, ont été obtenus par l'analyse thermo-différentielle (fig. 2) ainsi que par l'analyse au microscope électronique.

BIBLIOGRAFIE

1. Bates T. F., *Geology of the Industrial Rocks and Minerals*, New York, 1960.
2. Brindley G. W., *X-ray Identification and Crystal Structures of Clay Minerals*, Londra, 1951.
3. Chambres G., *Some Industrial Applications of the Clay Mineral Sepiolite*, Silicat. Industr., 1959, **24**, *4*.

4. Grim R. E., *Applied Clay Mineralogy*, New York, 1962.
5. Ianovici V., *Întrebuințarea razelor X în petrografie*, Rev. „V. Adamache", 1941, **XXVII**, *1*.
6. Kulbicki G., *High temperature phases in sepiolite, attapulgite and saponite*, Am. Min., 1959, **44**, *7—8*.
7. Mackenzie R. C., *The Differential Thermal Investigation of Clay*, Londra, 1957.
8. Millot G., *Géologie des argiles*, Paris, 1964.
9. Михеев В., *Рентгенометрические определители минералов*, Москва, 1957.

Academia Republicii Socialiste România
și
Comitetul de Stat al Geologiei.

Primită în redacție la 3 mai 1967.

PREZENȚA WERFENIANULUI ÎN CARPAȚII MERIDIONALI CENTRALI (VALEA-LUI-STAN)

DE

DENISA LUPU și M. LUPU

55(05)

Vîrsta și poziția terenurilor sedimentare din Valea-lui-Stan au constituit de multă vreme obiectul a numeroase presupuneri și discuții.

Cu ocazia unor lucrări geologice întreprinse în vara anului 1966 în Bazinul Brezoi, autorii notei au parcurs, la îndemnul acad. prof. Al. Codarcea, cîteva trasee prin terenurile sedimentare din partea de mijloc a Văii-lui-Stan și, ca urmare a identificării unor elemente de faună, sînt în măsură să atribuie terenurilor respective vîrsta werfeniană.

Scurt istoric. Încă din 1897, R. Pascu (citat după (12)) recunoaște prezența în acest sector a unor conglomerate roșii, pe care le atribuie formațiunii de Verrucano, precum și a unor șisturi calcaroase negre, pe care le consideră mezozoice.

I. P. Voitești și G. Murgoci (12) admit apartenența conglomeratelor și gresiilor roșii la formațiunea de Verrucano, iar calcarele negre șistoase le echivalează cu stratele de Sinaia. În ceea ce privește însă poziția tectonică a acestor formațiuni sedimentare, I. P. Voitești le considera ca aparținînd cuverturii mezozoice a pînzei getice, în timp ce G. Murgoci le interpreta ca roci ale autohtonului.

Prin cercetarea ulterioară a regiunii s-a acordat depozitelor amintite vîrsta neocomiană, fiind de semnalat doar reticența formulată de Șt. Ghika-Budești (5), care, fără a exprima o opinie precisă în acest sens, constată că numeroși cercetători au atribuit calcarelor negre vîrsta de la triasic pînă la cretacic.

În privința poziției acestor formațiuni sedimentare din Valea-lui-Stan, ideea unanim admisă pînă nu de mult a fost de a le considera ca o fereastră în pînza getică. În ultimele hărți geologice și tectonice, ele nu

St. și cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie t. 12 nr. 2 p. 461–464 București 1967

mai figurează ca o fereastră tectonică (ultima ediţie a hărţii tectonice şi harta 1 : 200 000 — Piteşti).

Date stratigrafice. Succesiunea stratigrafică a werfenianului din Valea-lui-Stan este, în general, greu de descifrat, pe de o parte, datorită tectonizării intense a depozitelor, iar pe de altă parte gradului avansat de acoperire a terenului.

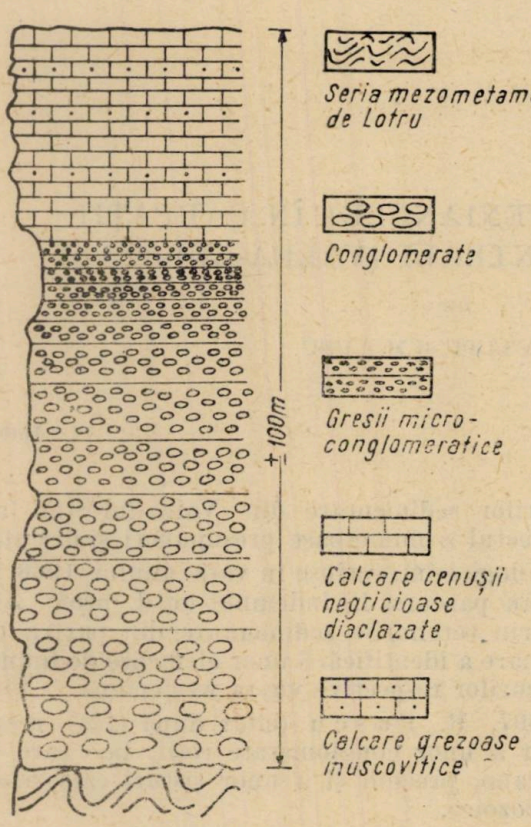


Fig. 1. — Secţiune schematică prin succesiunea werfenianului din Valea-lui-Stan.

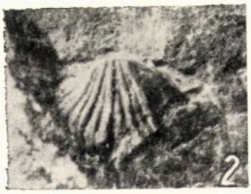
În ansamblu (fig. 1) însă, se distinge un orizont bazal conglomeratic de culoare roşiu-violacee, alcătuit din galeţi rulaţi, care ating uneori diametrul de 25 cm, constituiţi din şisturi cristaline mezozonale şi epizonale. Conglomeratele amintite trec la gresii grosiere, microconglomeratice, de asemenea de culoare violaceu-roşcată, bogate în fragmente de şisturi cristaline şi muscovit.

Urmează un pachet de calcare marnoase cenuşii-negricioase, dispuse în strate de 5—15 cm grosime, străbătute de diaclaze de calcit roz sau alb. Feţele de separaţie ale stratelor sînt formate dintr-o peliculă marnoasă muscovitică.

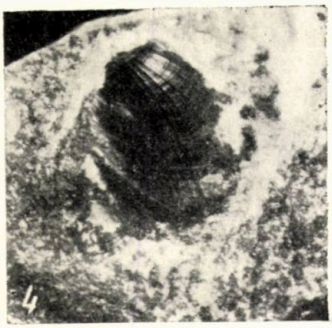
Pe alocuri, în cuprinsul acestui orizont se intercalează strate de calcare grezoase cu feţe bogate în muscovit şi cu laminaţie oblică de curent la partea lor superioară.

PLANŞA I

Fig. 2. — *Myophoria costata* Zenk. (2 ×).
Fig. 3. — *Velopecten subalternicostatus* Bittner (2 ×).
Fig. 4. — *Velopecten alberti* Goldfuss (5 ×).
Fig. 5. — *Mysidioptera* cf. *gronensis* Wittenberg (2,5 ×).
Fig. 6. — *Modiolus* sp. (1/1).
Fig. 7. — *Naticella costata* Münster (4 ×).
Fig. 8. — *Macrodus* sp. (2 ×).
Fig. 9. — *Myophoria* sp. (ex gr. *Myophoria inaequicostata* Klipst.) (2 ×).
Fig. 10. — *Gervilleia* (*Angustella*) aff. *angusta* Münster (2 ×).
Fig. 11. — *Orthoceras elegans* Münster (2 ×).

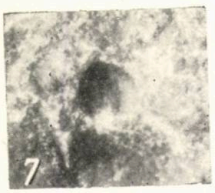

2

3

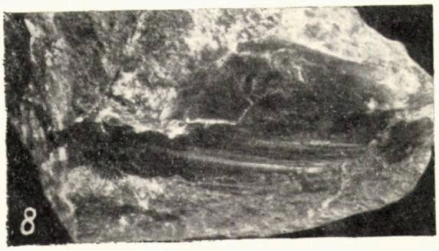

4

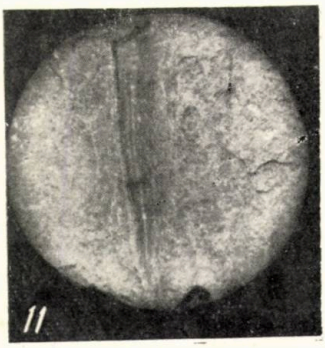
5

6


7

9


8


11

10

Din calcarele marnoase a fost recoltată și determinată următoarea asociație faunistică (pl. I) :

Myophoria costata Zenk.
Myophoria sp.
Macrodus sp.
Gervilleia (*Angustella*) aff. *angusta* Münster
Mysidioptera cf. *gronensis* Wittenberg
Velopecten alberti Goldfuss
Velopecten subalternicostatus Bittner
Anodontopleura cf. *subrecta* Bittner
Modiolus sp.
Naticella costata Münster
Orthoceras elegans Münster

Asociația de mai sus indică pentru orizontul respectiv vîrsta campilian superioară.

Succesiunea poate fi atribuită în ansamblu werfenianului, nefiind exclusă posibilitatea ca nivelul conglomeratic să revină permianului superior.

Faciesul depozitelor werfeniene din Valea-lui-Stan prezintă asemănări cu eotriasicul din zona Codlea — Cristian, a cărui continuare, după toate probabilitățile, o și reprezintă.

Prin identificarea triasicului inferior în Valea-lui-Stan, autorii consideră că s-a făcut doar un prim pas spre rezolvarea structurii geologice a unui sector în care atît terenurile cristaline, cît și cele sedimentare sînt implicate într-o tectonică a cărei amploare depășește, după toate probabilitățile, teritoriul amintit.

LA PRÉSENCE DU WERFÉNIEN DANS LES CARPATES MÉRIDIONALES CENTRALES (VALEA-LUI-STAN)

RÉSUMÉ

Les éléments fauniques contenus dans les schistes calcaires noirs de Valea-lui-Stan indiquent l'âge werfénien.

Les conglomérats rouges basales sont considérés du même âge, ou appartenant au Permien supérieur.

Les auteurs supposent que ces dépôts peuvent être rattachés au faciès éotriasique de la région de Codlea — Cristian.

BIBLIOGRAFIE

1. Arthaber G., *Die Trias von Bithynien* (*Anatolien*), Beiträge zur Paläontologie u. Geologie Viena și Leipzig, 1915.
2. Bittner A., *Lamellibranchiaten der alpinen Trias*, Viena, 1895.
3. — *Trias Lamellibranchiaten des Bakonyer Waldes*, Viena, 1912.
4. Frech Fr., *Die Leitfossilien der Werfener Schichten*, Res. der Wissensch. Erforschung des Balatonsees, Viena, 1912, **II**.
5. Ghika-Budești Șt., *Les Carpates méridionales centrales*, An. Inst. geol., 1940, **XX**.

6. Gordon Ogylvie M., *Das Grödener-Fassa u. Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten*, Viena, 1927.
7. Kittl N. F., *Trias Gastropoden des Bakonyer Waldes*, Res. der Wissensch. Erforschung des Balatonsees, Viena, 1912, **II**.
8. Kutassy E., *Á Kodru-Móma Hegység Gastropodai*, Geol. Hung., seria Paleontologica, 1937, **13**.
9. Patrulius D., *Dorsala dolomitică, rudiment al Carpaților Orientali în timpul Triasicului*, Dări de seamă Com. geol., 1966, **LII**, *2*.
10. Săndulescu M., *Structura geologică a terenurilor mezozoice de la exteriorul masivului cristalin al Făgărașului*, Dări de seamă Com. geol., 1966, **LII**, *2*.
11. Tommasi A., *La fauna d. Trias infer. del versante merid. d. Alpii*, Palaeontolographica italica, 1896, **I**.
12. Voiteşti I. P. şi Murgoci G., *Discuțiune asupra tectonicei Văii lui Stan*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1911, **II**.

Institutul de geologie
al
Comitetului de Stat al Geologiei.

Primită în redacție la 1 februarie 1967.

OBSERVAȚII ASUPRA PANONIANULUI DE LA CARANSEBEȘ

DE

FLORIAN MARINESCU

55(05)

Cercetările efectuate pentru harta 1 : 200 000 Deva au prilejuit colectarea de material paleontologic privind panonianul din împrejurimile orașului Caransebeș. Informații asupra stratigrafiei acestor depozite, precum și unele date faunistice se cunosc încă din a doua jumătate a secolului trecut de la R. Hoernes (5) și J. Halavats (4). Recent, E. Pop (10), C. Ghenea (2) și M. Feru și N. Mihăilă (1) au publicat rezultatele cercetărilor întreprinse, îmbogățind inventarul paleontologic cunoscut, în timp ce Viorica Popovici și E. Rarinca (11) notează cîteva date privind în special cărbunii cunoscuți la Caransebeș.

O. Iliescu (6) semnalează pentru prima dată o faună care indică prezența panonianului în bazinul Mehadia.

Principalul profil la care se face referință în nota de față se află la sud-est de Caransebeș, între satele Vîrciorova și Bolvașnița. În acest loc, valea Bolvașnița și afluentul său Bolnișoara oferă un profil bine deschis, dar mai mult direcțional : deasupra tortonianului se găsește o succesiune de strate de 20—40 cm de marno-argile nisipoase, cu intercalații neregulate de nisipuri, uneori grosiere, și cu elemente de pietriș. În argile au fost întîlnite rare exemplare de *Congeria* și *Melanopsis*, dar fauna cea mai bogată a fost oferită de intercalațiile nisipoase. Principalele puncte fosilifere au fost întîlnite în vatra satului Vîrciorova, din care au fost colectate :

Congeria ramphophora ramphophora Brus.
Congeria ex gr. *ramphophora* Brus.
Congeria drzici Brus.
Congeria banatica R. Hoern.
Congeria sp.

St. și cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie t. 12 nr. 2 p. 465—469 București 1967

Limnocardium promultistriatum Jek.
Limnocardium stoosi Brus.
Limnocardium cf. *L. denticulatum* Jek.
Limnocardium sp.
Parvidacna cf. *P. petkovici* (Pavlović)
Teodoxus sp.
Gyraulus sp.
Melanopsis fossilis fossilis Martini
Melanopsis rugosa Handm.
Melanopsis cf. *M. rugosa* Handm.
Melanopsis cf. *M. stricturata* Brus.
Melanopsis banatica Jek.
Melanopsis varicosa nodifera Handm.
Melanopsis aff. *M. inermis* Handm.
Melanopsis trusilavica Jek.
Melanopsis senatoria Handm.
Melanopsis pseudoaustriaca Sauerz.
Melanopsis bouei rarispina Lör.
Melanopsis bouei multicostata Handm.
Melanopsis bouei cf. *M. bouei bouei* Fer.
Melanopsis pygmaea mucronata Handm.

La ieşirea din sat, 200 m amonte de podul şoselei dintre Vîrciorova şi Bolvaşniţa, aproape la nivelul faunei menţionate, se află locul tip pentru *Congeria banatica* (5). În acest punct, în acelaşi fel de depozite în care însă nisipurile sînt în cantitate mai mică, exceptînd numeroasele cardiacee, se găsesc :

Undulotheca pancici (Brusina)
Gyraulus cf. *G. sahljari* (Brusina)
Congeria banatica R. Hoern.

La fel mai spre vest, în vatra satului Valea-Timişului, dintr-un puţ săpat de curînd, au fost scoase marno-argile fin nisipoase, de culoare cenuşiu-albăstruie, cu numeroase exemplare de *Limnocardium*, *Congeria banatica*, *Gyraulus*, *Undulotheca* şi *Radix*.

Toate cele trei faune amintite se găsesc aproximativ la acelaşi nivel stratigrafic. Pe un afluent din dreapta văii Bolvaşniţa, în satul Vîrciorova, cu cîţiva metri mai sus de acest nivel, se întîlnesc argile nisipoase cu foarte multe exemplare de *Orygoceras fuchsi* Kittl., *Valvata* cf. *V. helicoides* Stol., *Congeria banatica* R. Hoern., precum şi acelaşi tip de *Limnocardium*, care însoţesc de obicei această specie de *Congeria*.

Se remarcă astfel că fauna cu *Congeria banatica*, *Undulotheca pancici* şi *Orygoceras fuchsi* este sincronă cu fauna cu melanopside întîlnită la Vîrciorova. Aceasta, la rîndul ei, este comparabilă aceleia de la Soceni şi corespunde aproximativ faunei panoniene descrise în Bazinul Vienei din zonele C — D, poate mai mult zona D. De asemenea este asemănătoare asociaţiilor menţionate în bazinul Mehadiei şi celor de la Mermeşti şi Hălmagiu (bazinul Crişului Alb). Se conchide că nici fauna cu *Congeria banatica* nu este mai veche decît acest nivel stratigrafic, aşa cum se credea de către unii autori. Se constată însă că, în timp ce fauna cu melanopside preferă faciesuri mai nisipoase şi zone mai apropiate de ţărm, *Congeria banatica* şi formele care o însoţesc se întîlnesc în special în

argile şi marne, caracterizînd faciesul de larg („Bekenfazies") al zonelor C—D.

O faună reprezentînd acelaşi nivel stratigrafic a fost întîlnită la Apadia şi Valeadeni (la V de Caransebeş), tot în apropierea ramei şi tot în marno-argile nisipoase :

Congeria szigmondyi Halavats
Congeria partschi Czjzek
Congeria czjzeki M. Hörnes
Melanopsis ex gr. *M. bouei* Fer.

În sectorul din jurul oraşului Caransebeş, nisipurile fine, care urmează orizontului mai argilos din bază, sînt aproape complet lipsite de fosile. Numai pe drumul dintre satul Valeadeni şi valea Secaşului au fost întîlnite numeroase tipare de *Congeria* şi cardiacee, precum şi cîteva exemplare de *Valenciennius*. Dintre acestea, singura formă mai bine păstrată este *Caladacna* aff. *C. ornata* (Pavlović).

La nivele superioare se găsesc faune care indică ponţianul ; astfel, la Criciova şi Cireşu (la nord de Caransebeş) se întîlnesc : *Planorbis radmanesti* Fuchs, *P. micromphalus* Fuchs, *Congeria simplex* Barbot, *C. balatonica* Partsch, *Limnocardium penslii* Fuchs, *L.* cf. *L. vicinum* Fuchs, *L.* cf. *L. conjungens* Partsch, *L.* (*Bosphoricardium*) *banaticum* Fuchs, *Phyllocardium complanatum* Fuchs etc. (1), (8) ; la Zorlenţ se găseşte o asociaţie ceva mai tînără :

Congeria croatica Brusina
Congeria balatonica balatonica Partsch
Congeria balatonica cavernosa Brusina
Congeria cf. *C. labiata* Andrussow
Didacna cf. *D. chyzeri* Brusina
? *Monodacna* sp.

Asociaţia de la Zorlenţ reprezintă portaferrianul, în timp ce la Cireşu şi Criciova, unde se află o faună de Rădmăneşti sărăcită (3), poate fi considerat că există un amestec de forme ale ponţianului inferior şi mediu.

★

Propunerea privind împărţirea panonianului *s.l.* (în sensul lui A. Papp şi E. Thenius (9)) în panonian *s. str.* şi ponţian *s. str.* subliniază posibilitatea de paralelizare a stratelor superioare cu congerii (panonian superior, după A. Papp) cu ponţianul extracarpatic. Totodată se restrînge termenul de panonian la stratele inferioare cu congerii, care corespund astfel meoţianului, kersonianului şi unei părţi a besarabianului.

Unele forme de *Congeria* de tip panonic găsite în meoţian sînt semnalate pentru prima dată în literatură de către Em. Kojumdgieva (7). Ele erau cunoscute încă de multă vreme din meoţianul bazinului dacic, dar nu fuseseră încă descrise. În partea vestică a Olteniei, în meoţianul inferior, de obicei în primul său nivel, sub acela cu *Dosinia*, se găsesc congerii din grupul *C. ramphophora*, alături de *Unio subrecurvus*.

Congeriile din bazinul Lom se găsesc însă şi mai sus, în orizontul cu *Dosinia*.

Un alt element de tip panonic, paralelizabil cu meoţianul din estul Carpaţilor, îl constituie, aşa cum a arătat şi I. C. Motaş, argilele cu *Radix*. Acestea, într-un facies asemănător celui cu *Congeria banatica* de la

Valea-Timişului, se găsesc în întregul bazin getic, deasupra orizontului cu *Dosinia*, orizont care marchează maximum de extensiune a meoţianului. Trebuie amintit că zonele C—D marchează în bazinul panonic începutul unei transgresiuni marginale, depăşind zonele A—B, care sînt mai retrase.

Se poate considera deci că meoţianul îşi are ca echivalent în bazinul mijlociu al Dunării zona D, la care se adaugă cea mai mare parte din zona E (aproximativ ceea ce a fost separat de P. Stevanović ca serbian).

Într-o încercare de paralelizare şi mai strînsă încă s-ar putea considera că în zona E (mai precis „orizontul de Karagač") ar fi reprezentată şi partea superioară a meoţianului, adică ultimele nivele ale argilelor cu *Radix* sau ceea ce mai spre est, în Depresiunea Valahă, este orizontul cu *Leptanodonta* şi acela cu *Congeria panticapaea* şi *C. navicula*.

În concluzie, trebuie reţinut din nota de faţă că fauna cu *Congeria banatica*, *Undulotheca pancici* şi *Radix* constituie faciesul de larg („Bekenfazies") al zonei D, fiind sincronă celei cu melanopside şi congerii de tip Soceni, care reprezintă faciesul de margine („Randfazies"). Trebuie de asemenea reţinute datele care au permis unele paralelizări cu bazinul dacic.

Încercări de corelare între depozitele neogenului superior din bazinul mijlociu al Dunării şi acelea din exteriorul Carpaţilor există încă de la sfîrşitul secolului trecut. În ultimii 15 ani însă, s-a ajuns la o corelare mai precisă în ceea ce priveşte ponţianul şi în special portaferrianul. Rezultatele recente au permis unele încercări şi în cadrul panonianului *s.str* [1]; de aceea, pe măsură ce se adaugă date noi, vechile păreri în ceea ce priveşte paralelizările dintre depozitele neogenului superior din cele două domenii trebuie în bună parte reconsiderate.

OBSERVATIONS SUR LE PANNONIEN DE CARANSEBEŞ

RÉSUMÉ

L'auteur décrit un profil directionnel, presque continu, le long des vallées de Bolvaşniţa et Bolnişoara entre les villages de Vîrciorova et Valea-Timişului, au S de Caransebeş. Dans la zone marginale du bassin sur les dépôts du Tortonien ou à même les schistes cristallins se disposent des argiles marneuses alternant avec des sables et graviers à une riche faune. Vers l'axe du bassin les sables sont de plus en plus fins et leur volume se réduit en faveur des dépôts pélitiques. Les sables fins contiennent *Congeria banatica* R. Hoern., *Limnocardium* sp., *Orygoceras fuchsi* Kittl., *Undulotheca pancici* (Brusina), *Radix*, etc. On remarque ainsi que la faune à *Congeria banatica*

[1] N. Macarovici, Fl. Marinescu et I. C. Motaş, *Aperçu sur le Néogène superieur et le Pontien s. str. du Bassin dacique*, Lucrare prezentată la Colocviul neogenului mediteranean de la Berna, 1964, Rev. roum. de Géol. Géophys. et Géogr., Série de Géologie, 1966, **10**, *2*; A. G. Ebersin, I. C. Motaş, N. Macarovici şi Fl. Marinescu, *Afinităţi panonice şi euxinice ale neogenului superior din bazinul dacic*, St. şi cerc. geol. geofiz. geogr., Seria geologie, 1966, **11**, *2*.

est synchrone à celle à *Melanopsis*, comparable à son tour à la faune de Soceni.

La première des faunes mentionnées correspond au faciès du large («Beckenfazies») et la seconde — au faciès littoral («Randfazies») du même intervalle stratigraphique, synchrone aux zones C — D du Bassin de Vienne, la zone D étant, probablement, prédominante.

BIBLIOGRAFIE

1. Feru M. şi Mihăilă N., *Cercetări geologice şi hidrogeologice în bazinul Timişului (zona Caransebeş — Lugoj)*, St. tehn. şi econ., seria E, 1963, *6*.
2. Ghenea C., *Cercetări geologice şi hidrogeologice în regiunea văilor Timiş şi Bistra, între Slatina — Timiş şi Oţelul Roşu*, Dări de seamă Com. geol., 1962, **XLIV** (1956—1957).
3. Gillet S., *Les Limnocardiides des couches à Congeria de Roumanie*, Mém. Inst. géol. Roum., 1944, **IV**.
4. Halavats J., *Bericht über die Geologische Detail-Aufnahme im Torontale, Temeser und Krasso-Szörenyer Comitate im Jahre 1885*, Jahresber. d.k. ung. geol. Anst., 1885.
5. Hoernes R., *Tertiärstudien. VII. Valenciennesia-Schichten aus dem Banat*, Jahrb. der k.k. Geol., 1875, **XXV**.
6. Iliescu O., *Prezenţa Pliocenului în Bazinul Mehadia*, Dări de seamă Com. geol., 1962, **XLVI** (1958—1959).
7. Kojumdgieva Em., *Étude paléontologique et biostratigraphique du Méotien inférieur de la Bulgarie du Nord-Ouest*, Ann. Dir. Gén. Rech. Géol., Sofia, 1961, **11**.
8. Loczy L., *Geologische Notizen aus dem nördlichen Teile des Krassoer Comitates*, Separatabdruck aus Földt. Közleny, 1882.
9. Papp A. u. Thenius E., *Tertiär*, in *Handbuch der stratigraphischen Geologie*, herausgegeben von Fr. Lotze, Stuttgart, 1959, **III**.
10. Pop E., *Neogenul şi Cuaternarul dintre valea Timişului şi valea Pogănişului*, Bul. Inst. mine Petroşani, 1960, **II** (1959).
11. Popovici V. şi Rarinca E., *Prospecţiuni şi exploatări geologice prin sondaje şi galerii în Bazinul Caransebeş*, St. tehn. şi econ., seria A, 1959, *5*.
12. Stevanović P., *Pontische Stufe im engeren Sinne — obere Congerienschichten Serbiens und des angrenzenden Gebietes*, Serb. Ak. d. Wiss., 1951, **CLXXXVII**.

Institutul geologic
al
Comitetului de Stat al Geologiei.

Primită în redacţie la 10 mai 1965.

ASUPRA PREZENȚEI UNOR RESTURI DE PLANTE FOSILE ÎN ÎMPREJURIMILE LOCALITĂȚII DEMSUȘ
(Bazinul Hațeg)

DE

GH. MĂRGĂRIT și MARIA MĂRGĂRIT

55(05)

Lucrările geologice întreprinse în partea de vest a Bazinului Hațeg au pus în evidență un punct fosilifer bogat în resturi de plante, cantonat în depozite considerate ca fiind daniene. Acest punct este situat pe versantul stîng al văii Demsușului, în dreptul școlii elementare din cătunul Valea-Oanei.

Astfel de resturi fosile s-au întîlnit, de fapt, pe toată aria de răspîndire a depozitelor daniene, însă în număr foarte redus și rău conservate.

Prezența florei fosile în asemenea formațiuni ni s-a părut destul de interesantă, cu atît mai mult cu cît era vorba de atestarea vîrstei unor depozite, descrise încă de F. Nopcsa (6) și F. Laufer (2) ca fiind daniene, pe baza unor resturi de dinozaurieni găsite la Sînpetru, lîngă Hațeg.

La aceeași concluzie a ajuns și A. Mamulea (3), tot pe baza resturilor de dinozaurieni de la Sînpetru, Demsuș și Ciula.

DATE STRATIGRAFICE

Cele mai vechi depozite sedimentare din partea de vest a Bazinului Hațeg se întîlnesc sub formă de petice sau fîșii înguste, stînd direct peste cristalinul Munților Poiana Ruscăi; acestea sînt reprezentate prin brecii alcătuite, în exclusivitate, din șisturi cristaline prinse într-un liant argilos-nisipos de culoare cafeniu-roșcată și, subordonat, din gresii cuarțitice de aceeași culoare.

St. și cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie t. 12 nr. 2 p. 471–476 București 1967

Vîrsta acestor depozite nu este bine precizată datorită lipsei de faună, dar ele pot fi paralelizate cu cele din regiunea Pui — Ohaba-Ponor, care sînt considerate cretacic inferioare (apţian?).

Depozitele sedimentare din jurul localităţii Răchitova stau tot pe cristalin şi încep prin conglomerate masive, alcătuite din elemente de cuarţite albe, cu diametrul pînă la 5 cm, prinse într-un liant de natură calcaroasă; grosimea lor este de 40—50 m. În continuare urmează marne grezoase cenuşii-gălbui, pătate în cafeniu-roşcat, cu o grosime de aproximativ 40 m, în care am întîlnit resturi de inocerami şi o bogată asociaţie microfaunistică (determinată în Laboratorul de micropaleontologie al Întreprinderii geologice de prospecţiuni), din care citäm formele:

Marsonella oxycona (Reuss)
Gümbelina globulosa (Ehrenberg)
Textularia cf. *atenuata* (Reuss)
Marginulina cf. *texasensis* (Cush.)
Pelosina complanata (Franke)
Reophax difflugiformis (Brady)
Glomospira charoides (Jones et Parker)
Glomospira gordialis (Jones et Parker)
Globigerinella cf. *aspera* (Ehrenberg)
Verneuillina münsteri (Reuss)
Rhabdammina cylindrica (Glaessner)
Saccorhiza ramosa (Brady)
Hyperammina elongata (Sars)
Globorotalites midrelinianus (Cush.)
Globotruncana lapparenti (Brotzen)
Globotruncana coronata (Bolli)
Globotruncana angusti carinata (Gandolfi)

Această asociaţie atestă vîrsta coniacian-santoniană a depozitelor din care a fost recoltată, iar în acest caz conglomeratele subiacente ar reprezenta baza coniacianului (aşa cum le-a considerat şi A. Mamulea) şi poate chiar a turonianului sau cenomanianului.

În continuitate de sedimentare, ca la Răchitova, sau direct peste cristalin, ca în restul bazinului, urmează un pachet de depozite cu caracter de fliş, reprezentate prin alternanţe de marne cenuşii-gălbui cu resturi de inocerami şi gresii calcaroase de aceeaşi culoare. Grosimea lor este de 700—800 m.

La partea superioară a acestora se individualizează un conglomerat alcătuit, în cea mai mare parte, din calcare de culoare cafenie, cu diametrul de 5—10 cm avînd o grosime de 20—30 m.

Bazaţi pe superpoziţia stratelor, ca şi pe caracterul de continuitate în sedimentare, considerăm că formaţiunea de fliş ar reprezenta probabil senonianul superior, respectiv campanian-maastrichtianul, deşi F. Laufer a emis părerea că lipseşte campanianul, fără a argumenta acest lucru.

Transgresiv şi discordant faţă de depozitele descrise mai sus se întîlnesc conglomerate, gresii verzi şi, cu totul subordonat, tufuri şi tufite. Prin faptul că în aceste depozite, care stau peste senonianul fosilifer, s-au găsit resturi de dinozaurieni şi plante fosile (atribuite genului *Sabal*), F. Nopcsa, F. Laufer şi A. Mamulea au considerat această formaţiune ca reprezentînd danianul.

Urmează apoi o serie de depozite alcătuite din conglomerate, gresii și argile roșii, atribuite de F. Nopcsa tot danianului, iar de A. Mamulea paleogen-acvitanianului; cercetările întreprinse de noi ne-au condus la ideea că cea de-a doua ipoteză este mai plauzibilă.

Cele mai noi depozite din regiune sînt alcătuite din marne, gresii, nisipuri și pietrișuri, pe care, pe bază de faună, le-am atribuit (4) tortonianului și sarmațianului.

Atît depozitele daniene, cît și cele paleogene sînt străbătute de dykeuri și neckuri de porfirite (fig. 1).

DATE PALEOBOTANICE

Din lipsă de literatură de specialitate, plantele colectate de noi au fost determinate de T. N. Baikovskaia de la Institutul de geobotanică din Leningrad [1].

Din tot acest material. T. N. Baikovskaia a determinat și descris cinci genuri cu speciile respective (*Asplenium foersteri*, *Palmophyllum longirachis*, *Myrica primigenia*, *Protheophyllum decorum*, *Phyllites* sp.) fără a prezenta detalii privind sistematica lor, lucru pe care-l facem noi cu această ocazie.

Dintre acestea, două sînt criptogame și trei fanerogame, după cum urmează (pl. I și II):

A. Criptogame	1. *Asplenium foersteri* Deb. et Ett. cl. *Filicineae*, subcl. *Filicaceae* ord. *Polypodiaceae* fam. *Asplenieae*
	2. *Phyllites* sp. cl. *Filicineae*, subcl. *Filicaceae* ord. *Dictyopterideae*
a. Monocotiledonate	1. *Palmophyllum longirachis* (Ung.) Baik. comp. n.
B. Fanerogame	cl. *Palmieri* fam. *Sabalaceae* (= *Malpigiaceae*)
b. Dicotiledonate	1. *Myrica primigenia* (Sap.) Schimper cl. *Amentaceae* fam. *Myricaceae*
	2. *Protheophyllum decorum* Velen. cl. *Proteaceae* fam. *Proteeae*

Întrucît descrierea lor amănunțită a fost făcută de autoare, noi vom căuta să scoatem în relief doar importanța geologică.

Astfel, în afară de *Myrica primigenia* (Sap.) Schimper, care are reprezentanți pînă în oligocenul inferior, toate celelalte forme sînt caracteristice pentru cretacicul superior.

T. N. Baikovskaia arată că această floră este mai veche decît danianul, dînd exemplu pe *Protheophyllum decorum* Velen., care se întîlnește și în cenomanianul din R. S. Cehoslovacă.

[1] Am apelat mai întîi la unii specialiști din țară, ca geolog Al. Semaka și conf. R. Givulescu, prin a căror amabilitate materialul a ajuns în ultimă instanță la Leningrad, fapt pentru care ținem să le mulțumim și pe această cale.

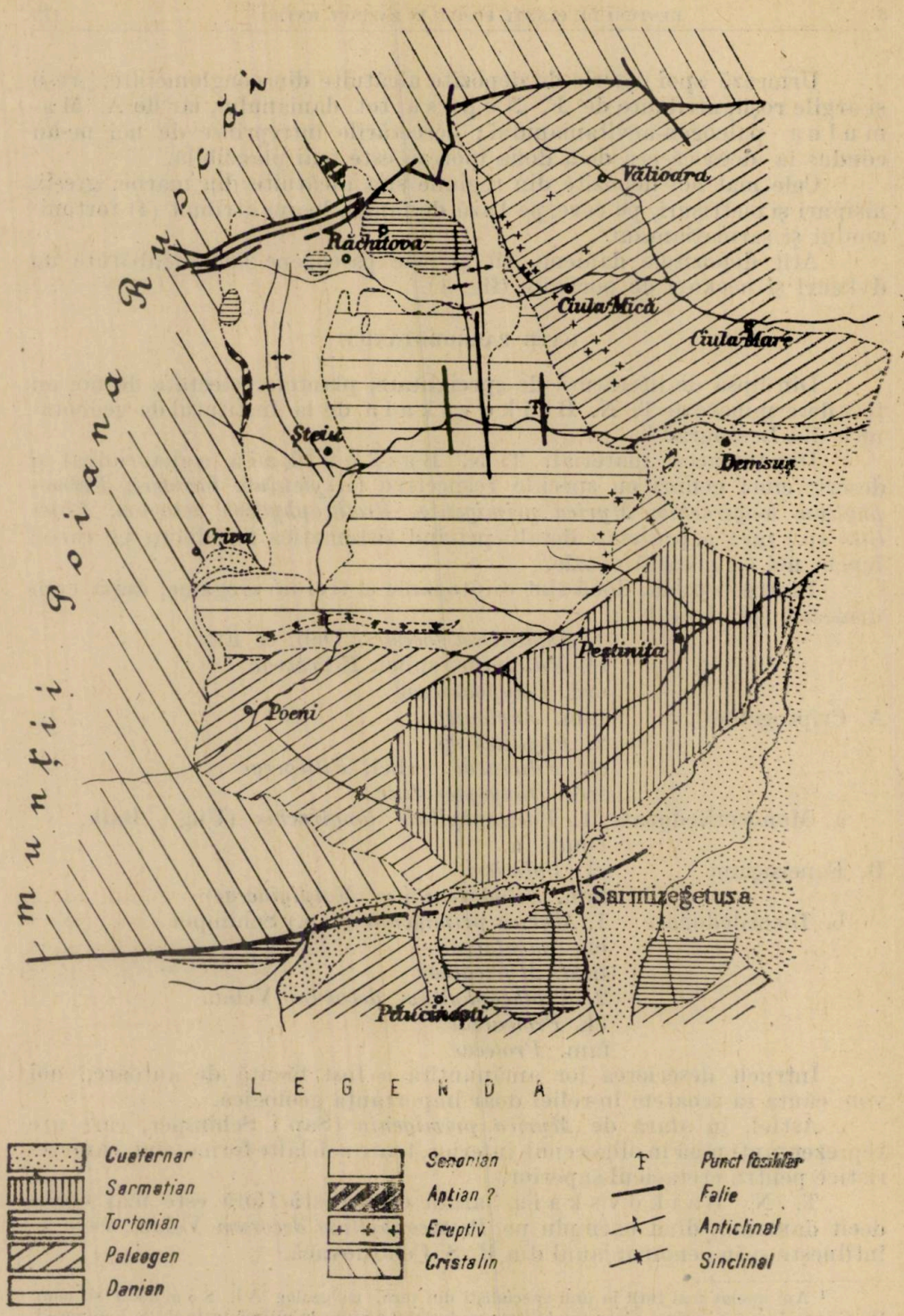


Fig. 1. — Harta geologică a regiunii Sarmizegetusa-Răchitova (scara 1 : 100 000).

Părerea noastră este că acest fapt se poate explica prin aceea că flora (în special *Protheophyllum decorum* Velen.) a migrat în timp și spațiu, începînd din vestul către estul Europei, putîndu-se întîlni în toată succesiunea cretacicului mediu și superior, iar pe teritoriul țării noastre numai în cretacicul superior, respectiv danian sau cel mult campanian-maastrichtian.

De aici, concluzia că flora, avînd o evoluție mai lentă în comparație cu fauna, nu poate duce singură la precizări de vîrstă, ci doar luată în asociație cu macro- și microfauna. Tocmai de aceea vîrsta depozitelor considerate ca daniene ar rămîne în continuare incertă.

Totuși, în lumina datelor stratigrafice și paleontologice ale cercetătorilor anteriori, ca și ale celor personale, ne raliem părerii lui A. Mamulea (3), care consideră că în Bazinul Hațeg danianul este reprezentat numai prin depozitele cu resturi de dinozaurieni și plante (ca cele amintite mai sus, și nu specia *Sabal major*, cum a considerat F. Laufer), iar depozitele roșii de deasupra le atribuie unui alt ciclu de sedimentare.

De altfel, și în Bazinul Rusca-Montană s-au găsit resturi de plante, în general rău conservate, în depozite asemănătoare din punct de vedere litologic cu cele din regiunea la care ne referim (depozite care au fost atribuite danianului de toți cercetătorii).

Dintre acestea, Schafarzik a reușit să găsească cîteva exemplare mai bine păstrate, pe care Tuszon le-a determinat ca aparținînd speciilor *Flabellaria longirachis* Ung. (= *Palmophyllum longirachis* Ung., din nota de față) și *Jurania hemiflabelata* Tuszon.

Întrucît Bazinul Rusca-Montană a avut o evoluție similară părții de vest a Bazinului Hațeg, cel puțin în timpul cretacicului, fapt dovedit și de prezența resturilor de palmieri în ambele cazuri, nu ar fi exclus ca și în Bazinul Rusca-Montană să se găsească și ceilalți reprezentanți ai florei, din nota de față.

CONCLUZII

Cercetările geologice efectuate în partea de vest a bazinului Hațeg au dovedit că există un ciclu de sedimentare de vîrstă cretacic superioară, care se încheie cu depozitele de fliș ale senonianului; un al doilea ciclu, discordant față de primul, reprezentat prin seria de depozite în general verzi, care ar constitui, în accepția de pînă acum, danianul; un ciclu mai nou, alcătuit din depozite roșcate, atribuit paleogenului și un ultim ciclu care ar fi tortonianul și sarmațianul.

Din punct de vedere stratigrafic, prezența florei fosile în depozitele considerate ca daniene nu rezolvă problema existenței cu certitudine a acestei formațiuni la noi în țară, după cum s-a considerat de către alți cercetători.

Importanța acestei asociații floristice constă atît în faptul că ea a fost întîlnită pentru prima dată în formațiunile cretacic superioare de la noi din țară, cît și în datele paleogeografice pe care ni le furnizează.

În acest sens, menționăm pe *Palmophyllum longirachis* Ung., care trădează existența unui climat cald și umed, favorabil dezvoltării palmierilor, mai la nord de linia ce ar corespunde actualului țărm mediteranean al Europei (Italia, sudul Franței și Portugalia), unde se cunoaște prezența lor.

SUR LA PRÉSENCE DE QUELQUES RESTES DES PLANTES FOSSILES AUX ENVIRONS DE DEMSUŞ (BASIN DE HAŢEG)

RÉSUMÉ

Les recherches géologiques que les auteurs ont effectuées dans la partie ouest du bassin de Haţeg, ont démontré que dans cette région le premier cycle de sédimentation commence par le Crétacé supérieur (Sénonien — en facies de flysch); le deuxième cycle, en position discordante par rapport au premier est représenté par une série de dépôts, de teinte prédominante verdâtre, considérés antérieurement d'âge danien; suit un nouveau cycle représenté par des dépôts rougeâtre, cycle qui a été considéré comme paléogène; le dernier cycle représente le Tortonien et le Sarmatien.

Dans les dépôts considérés comme daniens, les auteurs ont rencontré une association floristique qui comprend:

Myrica primigenia (Sap.) Schimper; *Palmophyllum longirachis* (Ung.) Baik.; *Phyllites* sp.; *Asplenium foersteri* Deb. et Ett.; *Protheophyllum decorum* Velen (les exemplaires ont été déterminés par T. N. Baïkovskaïa).

Du point de vue stratigraphique, la présence de cette flore fossile ne tranche pas définitivement le problème du Danien sur le territoire de la Roumanie, donc ni dans le bassin de Haţeg.

L'importance de cette association réside dans le fait qu'elle a été rencontrée pour la première fois dans les dépôts crétacés supérieurs de notre pays, ainsi que dans les données paléogéographiques qu'elle nous fournit.

Il faut souligner l'espèce *Palmophyllum longirachis* (Ung.) Baik., qui indique l'existence d'un climat chaud et humide favorisant le développement des palmiers plus au nord de la ligne correspondant au nivage méditerranéen actuel de l'Europe (l'Italie, le S de la France et le Portugal), ou leur présence est actuellement connue.

BIBLIOGRAFIE

1. Байковская Т. Н., *О верхнемеловых растениях Трансильвании (Румыния)*, Бот. журн., 1965, **L**.
2. Laufer F., *Studiul geologic al împrejurimilor oraşului Haţeg*, An. Inst. geol. Rom., 1925, **X**.
3. Mamulea A., *Cercetări geologice în partea de vest a Bazinului Haţeg (regiunea Sarmisegetuza-Răchitova)*, Dări de seamă Com. geol., 1953, **XXXVII**.
4. Mărgărit M. şi Mărgărit Gh., *Asupra tortonianului de la Sarmisegetuza-Zeicani (Bazinul Haţegului)*, Com. Acad. R.P.R., 1962, **XII**, *8*.
5. — *Asupra prezenţei unor septarii în bazinul Haţeg*, St. şi cerc. geol., 1965, **10**, *1*.
6. Nopcsa F., *Geologie der Gegend zwischen Gyulafehérvár, Déva, Ruskabánya und der Rumänischen Landesgrenze*, Mitt. Jahrb. k.k. geol. A., 1905, **XIV**.
7. Schimper W. Ph., *Traité de Paléontologie Végétale*, Paris, 1869—1874.

Întreprinderea geologică de prospecţiuni
a
Comitetului de Stat al Geologiei.

Primită în redacţie la 26 mai 1966.

Fig. 2. — *Asplenium foersteri* Deb. et Ett. ; 2 *a*, detaliu (2 ×).
Fig. 3. — *Palmophyllum longirachis* (Ung.) Baik. comp. n.
Fig. 4. — *Myrica primigenia* (Sap.) Schimper.
Fig. 5. — *Phyllites* sp.

Fig. 6—8. — *Protheophyllum decorum* Velen. ; 8 *a*, detaliu (2 ×).

DIRECȚII DE CURENȚI ÎN FLIȘUL PALEOGEN DIN BUCOVINA

DE

N. PANIN și N. MIHĂILESCU

55(05)

În nota de față sînt consemnate rezultatele inventarierii direcțiilor de transport al materialului arenitic din flișul paleogen (eocen-oligocen) din zona de nord a Carpaților Orientali românești. A fost cercetată regiunea apuseană a pînzei marginale a flișului din Bucovina, la vest de o linie ce unește localitățile Bucșoaia și Brodina (fig. 1).

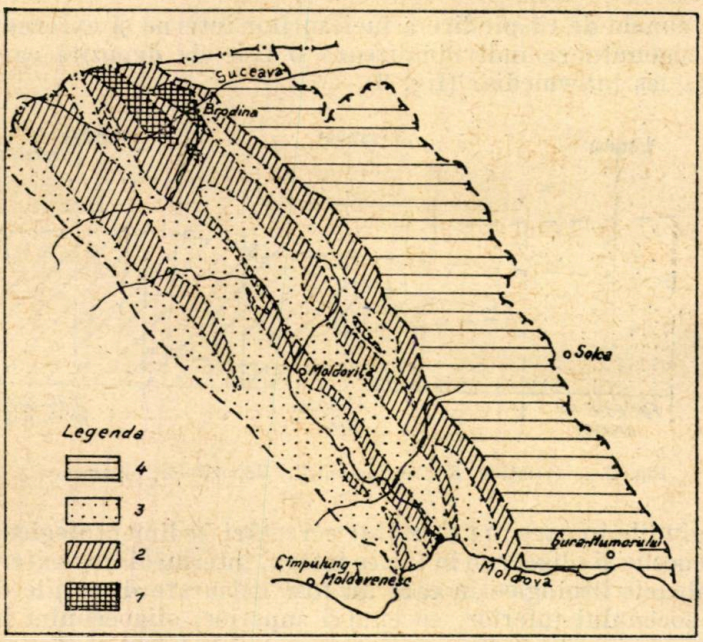


Fig. 1. — Schița regiunii cercetate. Scara 1 : 500 000.

1, Depozite senonian-paleocene; *2*, depozite eocene; *3*, depozite oligocene; *4*, partea necercetată a pînzei marginale.

St. și cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie t. 12 nr. 2 p. 477–484 București 1967

Din punct de vedere stratigrafic, regiunea a fost studiată de numeroşi cercetători [1] (1), (7), (8), (9). Aceste studii au pus în evidenţă existenţa, în pînza marginală a flişului, a mai multor faciesuri ale depozitelor eocen-oligocene, care se succedă de la vest la est (tabelul nr. 1).

Tabelul nr. 1

Succesiunea stratigrafică a depozitelor eocen-oligocene şi variaţiile lor faciale

<table>
<tr><td>Faciesul gresiei de Tarcău.</td><td colspan="2">Faciesul marginal</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Stratele de Krosno medii (strate de Vineţişu) (300 de măsurători)
Gresia de Fusaru (strate de Krosno inferioare) (100 de măsurători)</td><td>strate de Krosno + gresia de Kliwa</td><td>gresia de Kliwa (140 de măsurători)</td></tr>
<tr><td colspan="2">menilite şi şisturi disodilice</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Strate de Plopu (70 de măsurători)</td><td colspan="2">strate de Bisericani</td></tr>
<tr><td colspan="2">strate de Strujinoasa</td></tr>
<tr><td rowspan="3">Gresia de Tarcău (175 de măsurători)</td><td colspan="2">calcare de Pasieczna</td></tr>
<tr><td>gresia de Scorbura</td><td>orizontul greso-calcaros</td></tr>
<tr><td colspan="2">strate de Straja</td></tr>
</table>

Între zonele de răspîndire a faciesurilor interne şi externe ale depozitelor paleogenului se individualizează o fîşie de depozite caracterizate printr-un facies intermediar (fig. 2).

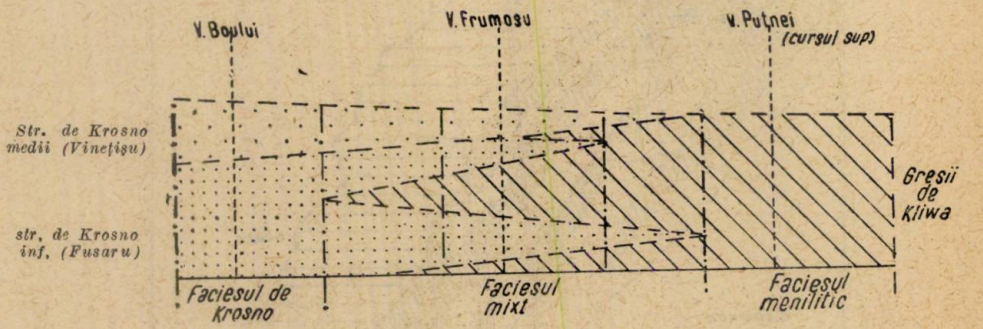


Fig. 2. — Relaţiile dintre faciesurile depozitelor oligocene.

În regiunile în care am executat cercetări sedimentologice aflorează depozitele eocene şi oligocene în facies intern, intermediar şi extern.

Complexele litologice în care au fost măsurate direcţiile de curenţi corespund eocenului inferior, eocenului superior, oligocenului inferior în facies de Fusaru (strate de Krosno inferioare) şi de Kliwa şi oligocenului su-

[1] E. Gherman şi A. Stoicescu, *Cercetări geologice în regiunea Vama—Moldoviţa (Bucovina)*, Rap. geol. nr. 227, M.I.P.C. — T.E.G., 1956.

V. Muşat, *Cercetări geologice în regiunea Gura-Humorului (Moldova de nord)*, Rap. geol. nr. 319, M.I.P.C. — T.E.G., 1958.

perior în facies de strate de Krosno medii (Vineţişu). Diagramele-rozetă au fost construite în funcţie de numărul total al măsurătorilor din complexul litologic respectiv.

Fiecare dintre complexele litologice se poate individualiza şi printr-o asociaţie de hieroglife proprie.

Eocenul inferior. În depozitele eocenului inferior au fost deosebite două direcţii de transport (fig. 3):

— transport longitudinal, de la SE către NV, reprezentînd 40% din direcţiile măsurate [2];

— transport transversal, dinspre Platforma Rusă (de la NE spre SV), reprezentînd 45% din direcţiile măsurate, pe de o parte, şi dinspre Cristalinul Central Moldav şi Maramureş (de la SV spre NE), reprezentînd restul de 15% din direcţiile măsurate, pe de altă parte.

Eocenul superior. În linii mari, direcţiile de curenţi din eocenul inferior se menţin şi în eocenul superior (fig. 3). Transportul longitudinal de material detritic este reprezentat de 30% din numărul de măsurători.

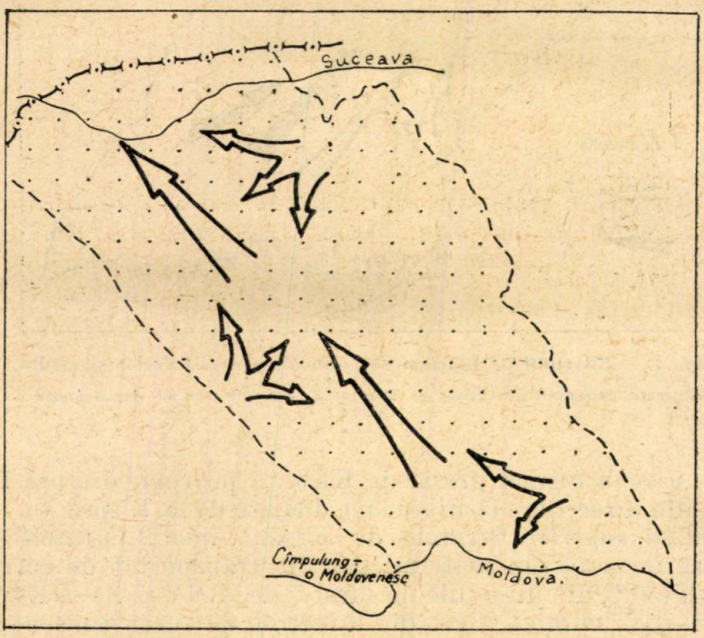


Fig. 3. — Sistemul de paleocurenţi din eocen.

Aportul dinspre Platforma Rusă reprezintă 37% din numărul de măsurători, iar cel de la V spre E (dinspre Cristalinul Central Moldav) 33% din numărul măsurătorilor.

Oligocenul inferior. Materialele arenitice din oligocenul inferior, reprezentat de către faciesul gresiei de Fusaru (stratele de Krosno inferioare)

[2] Procentul direcţiilor a fost calculat în funcţie de numărul de strate măsurate.

la interior şi de cel al gresiei de Kliwa la exterior, au fost transportate îndeosebi de curenţi longitudinali spre N—V (70% din direcţiile măsurate). Harta direcţiilor de curenţi (fig. 4) arată însă că, în timp ce materialul detritic care a constituit gresia de Fusaru a fost transportat de curenţi proveniţi iniţial dinspre Cristalinul Central Moldav (aproximativ 10% din măsurători) şi probabil din Masivul Median Transilvano—Panonic, materia-

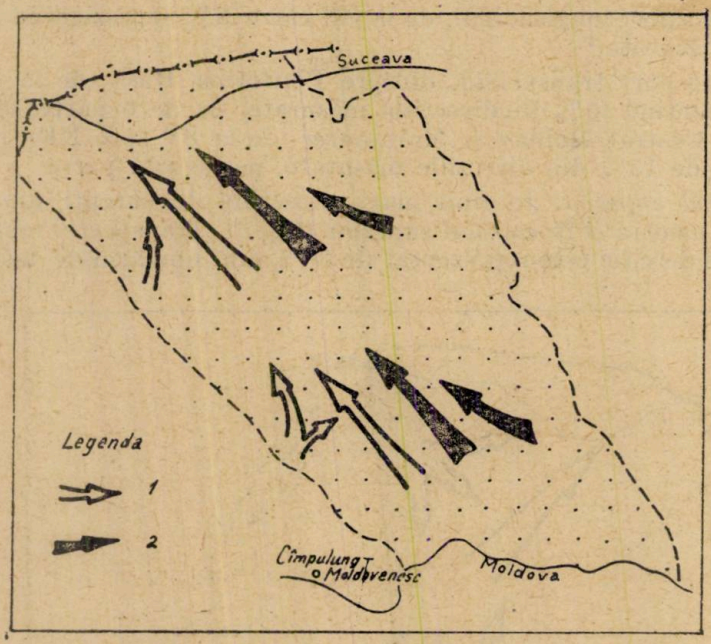


Fig. 4. — Sistemul de paleocurenţi din oligocenul inferior şi mediu.

1. Curenţii care au depus gresia de Fusaru; *2*. curenţii care au depus gresia de Kliwa.

lul detritic care a format gresia de Kliwa a provenit dinspre Platforma Rusă (20% din direcţiile măsurate sînt dirijate de la E spre V).

Oligocenul superior. Stratele de Krosno medii (stratele de Vinetişu) au fost formate din material detritic transportat de către curenţi longitudinali (85% din direcţiile măsurate) de la NV şi N—NE spre SE şi, respectiv, S—SV. O mică parte din direcţiile de curenţi măsurate (15%) indică însă existenţa unui transport transversal dinspre regiunea Cristalinului Central Moldav (fig. 5).

În depozitele oligocen superioare poate fi bine observată diferenţa litologică şi stratonomică care există între rocile al căror detritus a fost transportat de diferite sisteme de curenţi. Materialul vehiculat de curenţi dinspre N—NE constituie strate subţiri (sub 5 cm grosime) de arenite fine, micacee, cu laminaţie paralelă şi foarte rare flute-casts. Spre deosebire de acestea, stratele de arenite depuse de către curenţii orientaţi NV — SE au grosimi de 10—40 cm, laminaţie convolută, iar hieroglifele sînt reprezentate în special prin flute-casts, „parazitate" de numeroase bioglife.

INTERPRETAREA DATELOR

Cercetările sedimentologice întreprinse în flișul paleogen din Bucovina de vest au arătat existența mai multor sisteme de curenți (dintre care trei principale) care au contribuit la transportul materialului arenitic al depozitelor eocen-olicogene. Direcțiile acestor sisteme de curenți ne duc

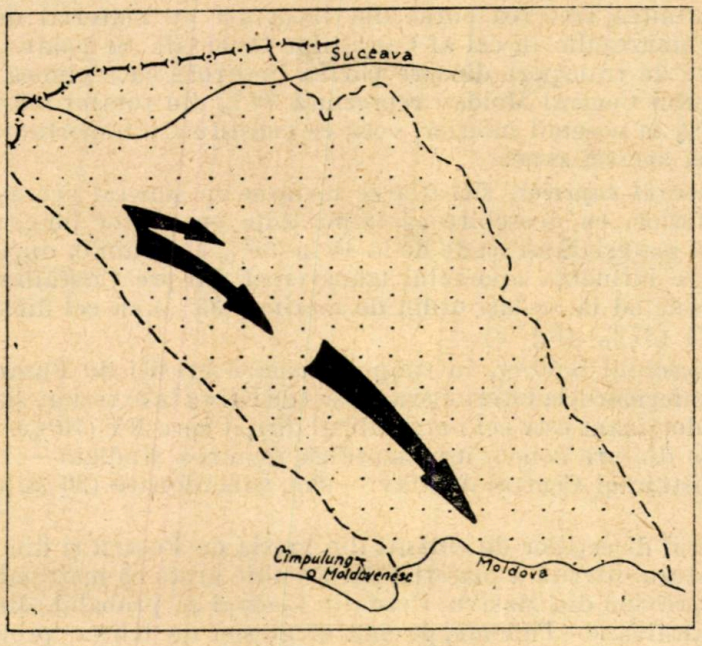


Fig. 5. — Sistemul de paleocurenți din oligocenul superior (stratele de Krosno medii — Vinețișu).

la concluzia că în timpul eocenului și oligocenului au existat mai multe arii-surse principale de material detritic, dintre care cele mai apropiate erau Platforma Rusă și Cristalinul Central Moldav. Existența unor curenți longitudinali arată că în acest timp (mai ales în oligocen) zonele terminale ale bazinului de sedimentare funcționau ca debușeu al unei importante cantități de material detritic, redistribuit apoi în tot bazinul.

În *eocenul inferior*, curenții longitudinali dirijați spre NV au avut un rol important, fără să fie predominant (40%). Probabil că materialul arenitic era furnizat de către Platforma Rusă, în primul rînd (45% din direcțiile măsurate), și de Cristalinul Central Moldav (15% din măsurători), în al doilea rînd. Materialul provenit din sursele menționate nu era introdus în bazinul de sedimentare în imediata vecinătate a zonei studiate decît în parte. Cealaltă parte pătrundea în bazin undeva mai la S și era redistribuită în tot bazinul prin intermediul sistemului longitudinal de curenți (fig. 3).

Cartarea direcțiilor de curenți în depozite de aceeași vîrstă în Maramureș a arătat că, după depunerea sedimentelor epicontinentale eocen medii

(luteţian), cristalinul Masivului Rodna s-a scufundat din ce în ce mai mult (se trece de la un facies calcaros cu corali sau calcare cu numuliţi la un facies de tip fliş), realizîndu-se, probabil, o legătură directă între şanţul Maramureşului şi cel al Carpaţilor Orientali. Prezenţa unor depozite de tip epicontinental în zona cristalino-mezozoică (Ţibău, Lucina) arată, de altfel, că o comunicaţie de ape a existat şi în eocenul inferior. Este însă greu de apreciat dacă pragul submarin al Rodnei şi al Cristalinului Central Moldav permitea trecerea curenţilor încărcaţi cu material detritic din şanţul Maramureşului în cel al Carpaţilor Orientali. Se poate spune însă că direcţiile de transport dinspre partea limitrofă cu regiunea cercetată a Cristalinului Central Moldav reprezintă 33% din totalul măsurătorilor faţă de 15% în eocenul inferior, ceea ce constituie o importantă creştere a influenţei acestei zone.

În *eocenul superior*, situaţia se menţine în general aceeaşi ca şi în eocenul inferior, cu deosebire că importanţa curenţilor longitudinali în distribuirea materialului scade de la 40 la 30%. În schimb, după cum am văzut, creşte influenţa aportului transversal dinspre Cristalinul Central Moldav, ajungînd la acelaşi ordin de mărime (33%) cu cel dinspre Platforma Rusă (37%) (fig. 3).

În *oligocenul inferior*, în timpul formării gresiei de Fusaru (strate de Krosno inferioare) la interior şi a gresiei de Kliwa la exterior, sistemul de curenţi predominant este cel longitudinal dirijat spre NV (70%). Direcţiile transversale dinspre zonele învecinate cu regiunea studiată — Platforma Rusă şi Cristalinul Central Moldav — sînt subordonate (20 şi, respectiv, 10%).

Spectrul direcţiilor de curenţi din gresia de Fusaru şi din gresia de Kliwa şi natura diferită a materialului arenitic arată că materialul gresiei de Fusaru provine din Masivul Cristalin Central şi, probabil, din Masivul Median Transilvano—Panonic, pe cînd al gresiei de Kliwa, probabil, din Platforma Rusă (fig. 4).

În *oligocenul superior* se produce o schimbare importantă în morfologia bazinului de sedimentare a flişului paleogen din Carpaţii Orientali. Materialul detritic al stratelor de Krosno medii (Vineţişu) a fost transportat de curenţi longitudinali (85%) de la NV spre SE. Doar 15% din măsurători indică existenţa unui transport transversal de la V, dinspre zona învecinată a Cristalinului Central Moldav (fig. 5). Această schimbare de orientare, cu aproximativ 180°, a sistemului predominant de curenţi arată o modificare a înclinării axei bazinului de sedimentare. Schimbarea înclinării axei bazinului este marcată de asemenea de apariţia între cele două orizonturi ale oligocenului a unui pachet de marne foarte bogate în diatomee (seria de Valea Ionului) [3], de 5—30 m grosime, care fac trecerea de la gresia de Fusaru la stratele de Krosno superioare.

Curenţii longitudinali orientaţi spre SE, caracteristici stratelor de Krosno superioare din Bucovina, se urmăresc în toată aria de răspîndire a acestui facies în Carpaţii Nordici din Polonia şi U.R.S.S.

Aceste cercetări sedimentologice, deşi efectuate pe o arie destul de restrînsă, au arătat într-un mod foarte concludent că există o strînsă

[3] E. Gherman şi A. Stoicescu, *op. cit.*

legătură între caracterele faciale ale depozitelor și sistemele de curenți care au depus materialul clastic.

Orientarea diferită a sistemelor de curenți și, implicit, existența unor arii-sursă deosebite condiționează în mod direct aspectul stratonomic și litologic al diverselor faciesuri atît la scara stratigrafică, cît și la scara stratului.

Cele mai concludente exemple ni le oferă depozitele oligocene. Astfel, referitor la primul caz de deosebiri la scară stratigrafică, harta depozitelor oligocen inferioare este concludentă. Cele două faciesuri (Fusaru și Kliwa) sînt datorate la două sisteme de curenți provenite din două arii-sursă diferite. Între ariile de influență ale acestor sisteme de curenți există o întrepătrundere (în zona mediană dintre cele două faciesuri), în care se constată o alternanță de pachete aparținînd celor două faciesuri. Existența acestor faciesuri a fost condiționată de predominarea unuia sau a celuilalt sistem de curenți.

Schimbarea bruscă a faciesului de la oligocenul inferior la cel superior este datorată unei modificări a morfologiei bazinului de sedimentare, care a putut fi pusă în evidență prin cartarea direcțiilor de curenți. Acest sistem diferit de curenți, aducînd material detritic dintr-o altă arie-sursă, explică modificările litofaciale survenite în succesiunea stratigrafică.

La scara stratului, un elocvent exemplu îl reprezintă deosebirea dintre stratele predominant convolute, cu grosimi de 10—40 cm, din faciesul stratelor de Krosno medii depuse de către curenți longitudinali dinspre NV și cele din același complex, subordonate ca număr (1—2%), avînd grosimi de 1—5 cm și o distinctă laminație paralelă, depuse de curenți dinspre N—NE.

DIRECTIONS DE COURANTS DANS LE FLYSCH PALÉOGÈNE DE BUCOVINE

RÉSUMÉ

Cet article représente l'étude sédimentologique des dépôts paléogènes de Bucovine. D'après les auteurs, les dépôts de l'Eocène inférieur (Grès de Tarcău) ont été déposés par deux systèmes de courants : un système longitudinal, dirigé vers le NW (40%) et le second système transversal, provenant de la Plate-forme russe (45%), ainsi que du massif Cristallin Central moldave (15%). Pendant l'Eocène supérieur l'importance de ces systèmes de courants s'égalise ; les courants longitudinaux représentent approximativement 30% du total des mesurements effectués, les courants provenant de la Plate-forme russe 37%, tandis que ceux qui proviennent du massif Central moldave, 33%. Pendant l'Oligocène inférieur, les courants qui prédominent sont les courants longitudinaux, dirigés vers le NW (70%). Le matériel arénitique des grès du Fusaru provient du Massif Central Moldave, et probablement, du Bloc Transylvano-Pannonique, tandis que celui des grès de Kliwa provient de la Plate-forme russe.

Le début de l'Oligocène supérieur (Couches de Krosno moyennes) est marqué par un important changement paléogéographique qui a déterminé une modification de 180° du sens d'écoulement des courants transporteurs du matériel détritique (les Couches de Krosno supérieures ont été déposées en proportion de 85% par des courants longitudinaux dirigés vers le SE).

L'orientation différente des systèmes des courants, donc l'existence des aires dispensatrices du matériel détritique, qui diffèrent, conditionnent directement l'aspect stratonomique et lithologique des divers faciès à l'échelle stratigraphique, ainsi qu'à l'échelle d'une seule couche. L'exemple le plus éloquent de cette interdépendance est donné par les dépôts oligocènes dans lesquels la modification du sens d'écoulement des courants de reflète dans un changement radical du faciès.

BIBLIOGRAFIE

1. Băncilă I., *Geologia regiunii Gura Humorului-Voroneț-Sulea (Cîmpulung și Baia)*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1948–1949, **XXXVI**, 4–12.
2. Bieda F., Geroch S., Koszarski L., Ksiazkiewicz M. et Zytko K., *Stratigraphie des Carpates externes polonaises. Recherches dans les Carpates*, Inst. Géol., Bull. *181*, VIe Congr. Ass. Carp.-Balk., 1963, **X**, 100–151.
3. Dzulynski S., Ksiazkiewicz M. a. Kuenen Ph. K., *Turbidites in Flysch of the Polish Carpathian Mountains*, Bull. Geol. Soc. Amer., 1957, *70*, 1089–1118.
4. Dzulynski S. a. Slaczka A., *Directional structures and sedimentation of the Krosno beds (Carpathian Flysch)*, Ann. Soc. Géol. Pologne, 1959, **XXVIII**, *3*, 205–260.
5. Ionesi L., *Flișul paleogen dintre p. Petak și Valea Boului (Moldova de nord)*, An. șt. Univ. Iași, serie nouă, secția a II-a geol.-geogr., 1963, **IX**.
6. Jipa D., Mihăilescu N. și Panin N., *Direcții de curenți în flișul paleogen în Bazinul Maramureșului (România)*, VIe Congr. Ass. Carp.-Balk., Varșovia-Cracovia, 1963.
7. Joja T., *Structura geologică a flișului marginal dintre văile Voivodeasa și Sucevița*, Dări de seamă Com. geol., 1953, **XXXVII**.
8. — *Structura flișului marginal de pe Putnișoara și din cursul inferior al Putnei*, Dări de seamă Com. geol., 1954, **XXXVIII**.
9. — *Contribuțiuni la cunoașterea flișului extern dintre Suceava și Putna*, Lucr. I.P.G., 1957, **III**.
10. Ksiazkiewicz M., *Pre-orogenic sedimentation in the Carpathian Geosyncline*, Geol. Rudschau, 1960, **50**, 8–31.
11. Marschalko R., *Sedimentologic investigation of marginal lithofacies in Flysch of Central Carpathians*, Geol. Práce, 1961, **60**, 197–230.
12. Marschalko R. a. Radomski A., *Preliminary results of investigations of current directions in the flysch basin of the Central Carpathians*, Ann. Soc. Géol. Pologne, 1960, **XXX**, *3*, 259–272.
13. Mihăilescu N. și Panin N., *Direcții de curenți în depozitele eocen-oligocene în regiunea Telciu-Romuli (Maramureș)*, Com. Acad. R.P.R., 1962, **XII**, *12*.

Întreprinderea geologică de prospecțiuni a Comitetului de Stat al Geologiei, Laboratorul de sedimentologie.

Primită în redacție la 28 iunie 1966.

PREZENȚA SPECIEI *JOUFIA RETICULATA* BOEHM ÎN CARPAȚII MERIDIONALI CENTRALI

DE

DENISA LUPU

55(05)

Această notă are drept obiect descrierea unui fragment aparținînd genului *Joufia* (fam. *Radiolitidae*), gen rar și foarte particular din punctul de vedere al organizației interne.

Fragmentul a fost recoltat de Marcela Dessila-Codarcea din conglomeratele eocene care apar pe malul din stînga Lotrului, aproape de localitatea Brezoi [1].

Formațiunea senoniană superioară din care a provenit forma apare la zi ca o fîșie îngustă și discontinuă, la limita nordică a masei de conglomerate.

Din anul 1897, cînd G. Boehm definește genul pe baza unei singure valve, pînă în 1959, caracterele morfologice ale speciei-tip a genului *Joufia reticulata* nu au fost corect interpretate, datorită faptului că nu se găsise încă un exemplar complet și într-o perfectă stare de conservare.

Astfel, valva superioară, prevăzută cu perforații de formă ovală pe fața inferioară, caracter aberant pentru un radiolitid, a fost considerată drept valvă inferioară.

În articolul publicat în 1959 de Necdet Karacabey (4) sînt descrise și figurate pentru prima dată ambele valve ale unui exemplar bine conservat, a cărui valvă inferioară păstrează apofizele miofore.

Este redată de asemenea o secțiune verticală prin întreaga cochilie, în care sînt vizibile detaliile de structură.

Fragmentul de față reprezintă o porțiune din stratul cu canale al unei valve superioare cu diametrul de aproximativ 10 cm. Perforațiile

[1] Autoarea mulțumește călduros dr. Marcela Dessila-Codarcea, care i-a remis spre studiu acest exemplar.

St. și cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie t. 12 nr. 2 p. 485–487 București 1967

ovale, caracteristice genului, apar şi aici mai numeroase şi mai mici către marginea cochiliei (pl. I, fig. 1*a* şi 1*b*).

Referindu-se la acest gen, H. Douvillé (3) se întreabă dacă perforaţiile se deschid în nişte adevărate canale, cum este înclinat să admită G. Boehm, sau dacă este vorba de simple depresiuni ale limbului sub forma unor cornete ascuţite şi imbricate.

Observarea suprafeţei perforate a valvei superioare şi a secţiunii sale longitudinale oferă atît imaginea unei reţele radiare, care se deschide din loc în loc în fantele ovale, cît şi a unei reţele concentrice în toată grosimea valvei. Deoarece eşantionul care a făcut obiectul studiului este unic, nu există posibilitatea observaţiei structurii testului în secţiuni subţiri.

Se poate presupune că toată acestă filieră servea pentru a conduce în dublu sens apa care pătrundea la un moment dat prin întredeschiderea valvelor în vederea proceselor de oxigenare şi excreţie.

Ocurenţele rare ale acestui gen se reduc la zona sud-mediteraneană (Italia, Iugoslavia, Bulgaria, Turcia), limita de extensiune spre N atingînd paralela Carpaţilor Meridionali.

Este de remarcat că această formă nu a fost citată pînă acum în senonianul de facies Gosau din Alpi şi Ungaria şi nu a fost regăsită nici în punctele fosilifere cu rudişti din Munţii Apuseni.

După citările din literatură, specia *Joufia reticulata* este localizată în maastrichtian.

LA PRÉSENCE DE *JOUFIA RETICULATA* BOEHM DANS LES CARPATES MÉRIDIONALES CENTRALES

RÉSUMÉ

Joufia reticulata, Radiolitidé d'âge maëstrichtien d'une structure particulière et d'une occurrence rare, est signalé dans le bassin de Brezoi, point d'extension maximale vers le nord de son aire de distribution.

Cette espèce est représentée par un fragment de la valve supérieure, qui à cause de ses perforations a été interprété aussi comme une valve droite parcourue de canaux radiaires et concentriques, dont le rôle probable était de conduire l'eau en double sens.

BIBLIOGRAFIE

1. Boehm G., *Zur Kenntnis der Gattung Joufia*, Z. dtsch. Geol. Ges., 1898, **50**.
2. Devidé Nedela D. i Polsak A., *O nalau mastrihta u okolini Bespelje*, Geol. vjesnik, 1961, **14**.
3. Douvillé H., *Etudes sur les Rudistes*, B.S.G.F., 1898, **26** (*3*).
4. Karacabey N., *La présence et l'âge de Joufia reticulata Boehm en Turquie*, Bull. Min. res. a. expl. Inst. of Turquey, 1959, **52**.

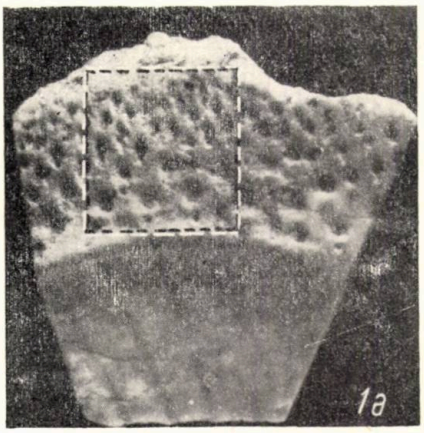


Fig. 1 *a*. — *Joufia reticulata* Boehm, o porțiune din stratul cu canale al valvei superioare $\left(\frac{1}{1}\right)$.

Fig. 1 *b*. — Detaliu al aceleiași suprafețe (3×).

Fig. 1 *c* și *d*. — Secțiune longitudinală prin același eșantion (*d*, 3×).

5. MILOVANOVIĆ M., *Paleobioloski i biostratigrafski problemi rudista*, Rasprave Geol. inst. krolj. Jugosl., 1933, **2**.
6. — *Rudistna fauna Jugoslavije. I, Istocna Srbija, Zapedna Srbijna, Stere Roska*, Geol. anali Balk. polmostr., 1934, **12**, *1*.
7. POLSAK A., *Joufia reticulata Boehm iz Mastrihta Bespelje, Sjeverno od Jejca*, Geol. vjesnik, 1965, **18**, *2*.
8. PAMOUKTCHIEV A., *Faune rudiste du Maestrichtien de l'arrondissement de Breznik (II)*, Ann. de l'Univ. de Sofia, Geologie, 1965, *1*.
9. TAVANI G., *Rudiste del Cretaceo delle Puglie (Italia meridionale)*, Jour. Pal. India, 1958, 3.

Institutul geologic

al

Comitetului de Stat al Geologiei.

Primită în redacție la 27 mai 1966.

PRIMUL CONGRES INTERNAȚIONAL PENTRU MECANICA ROCILOR, LISABONA, 25 SEPTEMBRIE — 2 OCTOMBRIE 1966

Congresul internațional pentru mecanica rocilor a fost organizat de Asociația internațională pentru mecanica rocilor, prin Comitetul național portughez și Laboratorul național pentru construcții din Lisabona.

Asociația internațională pentru mecanica rocilor s-a constituit în anul 1962, dezvoltînd gruparea de la Salzburg, care a activat în acest domeniu din anul 1951, sub conducerea prof. Müller, președintele asociației internaționale pînă la prezentul congres.

Lucrările congresului au cuprins :

— 251 de comunicări, care au fost tipărite din timp în două volume, cuprinzînd circa 1 500 p. ;

— ședințele propriu-zise.

Atît comunicările, cît și ședințele au fost organizate pe opt teme, după cum urmează :

Tema 1 — Explorarea maselor stîncoase.

Tema 2 — Descrierea rocilor și a masivelor stîncoase din punctul de vedere al comportărilor fizice și mecanice.

Tema 3 — Proprietățile rocilor și ale maselor stîncoase.

Tema 4 — Eforturi naturale în masele stîncoase.

Tema 5 — Fisurarea rocilor.

Tema 6 — Taluze naturale și de excavare.

Tema 7 — Excavații subterane și foraje adînci.

Tema 8 — Comportarea masivelor stîncoase ca teren de fundație.

Pentru fiecare temă a fost desemnat un raportor general, care a întocmit un raport critic asupra lucrărilor prezentate, trăgînd concluzii asupra stadiului actual al cunoștințelor și făcînd propuneri asupra subiectelor interesante a fi discutate la congres. Rapoartele generale au fost difuzate anticipat împreună cu cele două volume. Un al treilea volum urmează să apară ulterior, volum în care se vor publica dările de seamă ale discuțiilor din ședințele de lucru ale congresului.

Comitetul executiv al asociației a ținut ședințe de lucru, în care s-au ales comitetul de conducere al asociației pe următorul interval de patru ani și locul viitorului congres. A fost ales ca președinte Manuel Rocha, directorul Laboratorului național pentru construcții din Lisabona, iar viitorul congres urmează a se ține în anul 1970 în R. S. F. Iugoslavia.

La discuțiile asupra temei 1, delegații români R. Ciocîrdel și E. Botea au prezentat o notă asupra preocupărilor și realizărilor din România în domeniul mecanicii rocilor. O altă notă a fost prezentată de I. Băncilă asupra unor metode de cercetare la marile lucrări hidrotehnice,

St. și cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie t. 12 nr. 2 p. 489—492 București 1967

iar o comunicare fusese trimisă anterior de către I. Fodor cu privire la deformările camerelor de mină din masivele de sare.

S-a vizitat laboratorul național pentru construcții din Lisabona. Aparținînd Ministerului de Lucrări Publice, laboratorul deservește toate ministerele, efectuînd lucrări de cercetare științifică în toate domeniile construcțiilor.

După congres au fost organizate excursii de studii.

★

În cadrul lucrărilor Congresului, s-a relevat faptul că, pe măsura dezvoltării activității omenești, mecanica rocilor a căpătat o importanță din ce în ce mai mare. Cu toate eforturile depuse pînă în prezent, nu s-a putut ajunge însă la o sistematizare a cunoștințelor în acest domeniu, așa cum s-a putut realiza în mecanica rocilor moi (în limbaj geotehnic „a pămînturilor"). Acest fapt se datorește complexității mult mai mari a rocilor tari față de rocile moi, complexitate care derivă din trei factori principali, și anume :

— natura petrografică a rocilor, care în general sînt anizotrope și neomogene ;

— imposibilitatea de a se lua în considerare influența fisurilor, crăpăturilor, suprafețelor de șistozitate etc. ;

— influența stărilor de efort, a temperaturii și a timpului asupra modului de comportare a maselor stîncoase.

Materialele prezentate la congres dezbat amplu aceste probleme, constituind un material prețios pentru informarea noastră asupra progresului obținut în acest domeniu. Cum în țara noastră se execută în masivele stîncoase lucrări foarte variate și de mare importanță, interesul pentru promovarea mecanicii rocilor apare deosebit. Se impune deci ca cercetarea științifică în acest sector de activitate să se dezvolte în mod corespunzător.

Dr. R. Ciocîrdel
Comitetul de Stat al Geologiei
și
prof. E. Botea
Institutul de construcții

A VI-A CONFERINȚĂ DE GEOLOGIE DIN R. S. F. IUGOSLAVIA

Între 17 și 25 septembrie 1966 a avut loc în Macedonia cea de-a VI-a conferință de geologie din R. S. F. Iugoslavia. Lucrările acestei conferințe s-au desfășurat la Ohrid timp de patru zile și au fost completate de cinci zile, excursii ale căror trasee au străbătut principalele unități structurale din Macedonia.

Tematica lucrărilor acestei conferințe a cuprins îndeosebi probleme legate de geologia teritoriului macedonean și a regiunilor învecinate, precum și unele probleme cu caracter general din diferite domenii ale științelor geologice.

În deschiderea conferinței, prezidată de prof. B. Milovanovici, au fost prezentate referate care au tratat sarcinile geologice din R. S. F. Iugoslavia, aspectele generale ale geologiei Macedoniei și probleme în legătură cu metalogenia diferitelor formațiuni eruptive, metamorfice și sedimentare din Macedonia. Aceste referate au fost foarte utile pentru familiarizarea participanților cu principalele probleme ale geologiei Macedoniei.

Lucrările conferinței au continuat apoi prin prezentarea și discutarea comunicărilor științifice în următoarele secții : geologie, geologie economică, geologie inginerească etc. În cadrul acestor secții au fost prezentate peste 90 de comunicări științifice, care au dezbătut numeroase probleme, cum sînt : geologia masivelor cristaline, geologia zonei Vardar, probleme de

stratigrafie, paleontologie, sedimentologie și tectonică, geneza zăcămintelor de fier și de metale neferoase din R. S. F. Iugoslavia, magmatismul mezozoic și terțiar, teme de geologie inginerească privind în special construcția de baraje, analiza regiunilor seismoactive din R. S. F. Iugoslavia etc.

La această conferință de geologie au participat, ca invitați, peste 25 de delegați din 10 țări, printre care Anglia, Austria, Bulgaria, Cehoslovacia, Franța, R. D. Germană, R. F. a Germaniei, Polonia, România și Turcia.

O parte importantă a conferinței au constituit-o excursiile geologice (A și B) în unitățile structurale majore din Macedonia. Astfel, în preziua deschiderii conferinței a fost străbătută zona Macedoniei de vest, cunoscută și sub numele de zona internă paleozoică, pe traseul Skopje- Tetovo-Ohrid. La vest de Skopje a fost prezentată succesiunea stratigrafică și litologică a depozitelor paleozoice (marmore și filite), terțiare și structura în graben a depresiunilor neogene din sectoarele orașelor Skopje și Tetovo. Spre SV, în zona muntoasă dintre Tetovo și Struga am urmărit constituția litologică a depozitelor silurian-devoniene (roci cloritice, clorito-sericitoase, spilito-keratofire, filite, conglomerate laminate și roci marmoreene) și triasice (gresii și argile grezoase, roșii, calcare și dolomite).

Raporturile tectonice de încălecare dintre depozitele paleozoice și cele triasice au stîrnit numeroase discuții, întrucît unii geologi le consideră ca simple structuri de încălecare sau solzi, iar alții ca niște manifestări secundare la suprafață, pe plane mai înclinate, ale unor șariaje mai profunde și de amploare mult mai mare, ale căror plane au înclinări, în general, mici. În extremitatea vestică a acestei zone, aproape de frontiera cu R. P. Albania, am vizitat aflorimente de depozite paleogene cu gipsuri și subfacies de fliș.

Pe acest traseu au fost expuse de asemenea și problemele geologice și inginerești legate de construcția unor baraje (Mavrovo, Špije și Globocica).

În excursiile de după conferință (excursia A) au fost urmărite diferite profile geologice în zona Macedoniei de vest, masivul pelagonian, zona Vardar și în masivul serbo-macedonian. Între Orhid și Bitola (zona Macedoniei de vest) au fost examinate profilele cu depozite paleozoice neorizontate, reprezentate prin filite și argilite vărgate, în care sînt cuprinse roci spilito-keratofirice, cuarț-porfirite și lentile de marmore. În partea de est a acestei zone, acest complex de roci este străbătut de roci granitoide puse în loc probabil în orogeneza hercinică. În bazinul văii Cerna, zona Macedoniei de vest este limitată de fracturi adînci, de-a lungul cărora vine în contact cu masivul pelagonian.

Masivul pelagonian (metamorfidele), considerat fie ca o fereastră tectonică, fie ca un horst anticlinoriu, a cărui lățime în zona Prilep nu depășește 30—40 km, este constituit din șisturi cristaline precambriene intens metamorfozate, în care se deosebesc mai multe serii, reprezentate prin gnaise, micașisturi, șisturi cu cipolin, talcșisturi și marmore, străbătute uneori de roci granitoide. În ultimul timp, în această unitate a fost semnalată și prezența triasicului pe bază de conodonte.

Vîrsta părții superioare a acestor șisturi cristaline, și în special a marmorelor, care în această regiune au o grosime apreciabilă, a stîrnit ample discuții. Majoritatea geologilor macedoneni le consideră precambriene, iar o parte opinează pentru vîrsta lor cretacic superioară pe baza unor resturi de hipuriți bănuiți a fi fost întîlniți în aceste roci carbonatice metamorfozate, fapt care presupune un metamorfism alpin foarte pronunțat. Împotriva acestei ipoteze au fost aduse argumente care relevă prezența cretacicului superior nemetamorfozat cu hipuriți, dispus transgresiv peste rocile cristaline, și faptul că acest masiv reprezintă, din punct de vedere tectonic, un simplu horst anticlinoriu.

Zona Vardar a fost examinată pe aproape toată întinderea ei, de la Skopje pînă în partea de sud a Macedoniei la frontiera cu Grecia, urmărindu-se succesiunea stratigrafică, litologică și magmatismul mezozoic și terțiar. La sud de Titov Veles a fost examinată „seria de Veles", constituită în general din șisturi verzi paleozoic inferioare, reprezentate prin șisturi filitice serici-

toase, amfibolitice, cuarțitice, clorito-cuarțoase cu lentile de roci gnaisice și intercalații de strate subțiri de marmore, care la partea ei superioară formează o masă de aproximativ 100 m grosime. La nord de Titov Veles au fost considerate ca aparținînd aceleiași serii un complex de roci cu textură haotică, constituit dintr-o masă fundamentală argilo-grezoasă satinată, care înglobează elemente de roci din seria de Veles sub formă de brecii sau blocuri mari, în special de marmore și roci ofiolitice. Acest complex îmbracă în ansamblu un facies de tip wildflysch și credem că este de vîrstă mai nouă decît seria de Veles.

La Demir Kapia a fost vizitată succesiunea depozitelor jurasic superioare (conglomerate, marno-calcare cu ammoniți și calcare masive cu *Elipsactynia*), care stă peste un fundament de roci bazice (gabro-diabaze), iar pe rama vestică a zonei Vardar cretacicul superior sub facies de fliș (gresii și argile negricioase). La sud de Titov Veles a fost urmărit de asemenea flișul paleogen, constituit din gresii și argile granoclasate, ritmice și cu numeroase mecanoglife. În această zonă au fost prezentate totodată și raporturile tectonice dintre diferite formațiuni de-a lungul unor fracturi longitudinale, pe care au migrat de altfel spre suprafață produsele magmatismului mezozoic și terțiar, precum și contactul dintre zona Vardar și masivul serbo-macedonian, materializat de o fractură cu o ușoară tendință de încălecare spre SV (SV de Strumica).

Cu ocazia acestei conferințe au mai fost vizitate și obiective cu caracter istoric și de artă, printre care menționăm celebrele fresce bizantine din mănăstirile din regiunea Ohrid.

Participarea la această conferință geologică a fost foarte utilă, întrucît a prilejuit obținerea de informații științifice cu privire la structura geologică a țării vecine. De asemenea, atît în timpul conferinței, cît și în discuțiile purtate cu ocazia aplicațiilor de teren, s-a făcut cunoscut punctul de vedere al geologilor români în unele probleme legate în special de corelarea structurilor și a zonelor faciale din Carpații Meridionali cu acelea din Balcanii de NV.

Gr. Pop
Institutul de geologie și geografie
al
Academiei Republicii Socialiste România

Revista „Studii şi cercetări de geologie, geofizică geografie — Seria geologie" publică lucrări cu caracter fundamental şi aplicativ din domeniul stratigrafiei, paleontologiei şi tectonicii, precum

ORSZÁGOS MŰSZAKI KÖNYVTÁRES DOKUMENTÁLIOS KÖZPONT 1883

ERATĂ

Pag.	rîndul :	în loc de :	se va citi :
288	11 de jos	300 mil. ani	1 300 mil. ani
291	3 de jos	efectele	şisturile
292	16 de sus (tab. nr. 1, col. 3)	granit granitic	granit gnaisic
482	5 şi 7 de jos	superioare	medii
484	4 de sus	supérieures	moyennes

St. şi cerc. geol. geofiz. geogr. — Seria geologie, 1967, t. 12, nr. 2.

... de extrase, gratuit.

Responsabilitatea asupra conţinutului articolelor revine în exclusivitate autorilor.

Corespondenţa privind manuscrisele, schimbul de publicaţii etc. se va trimite pe adresa comitetului de redacţie, Calea Victoriei nr. 125, Bucureşti.

1967 NOV 1 7

LUCRĂRI APĂRUTE ÎN EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

AL. KISSLING, **Studii mineralogice şi petrografice în zona de exoskarn de la Oena de Fier (Banat)**, 1967, 172 p., 2 pl. 9 lei.

ALEXANDRU ROŞU, **Subcarpaţii Olteniei dintre Motru şi Gilort**, 1967, 155 p., 13 pl., 12 lei.

LUCIAN BADEA, **Subcarpaţii dintre Cerna Olteţului şi Gilort, Studiu geomorfologic**, 1967, 192 p., 13,50 lei.

DAN RĂDULESCU şi RADU DIMITRESCU, **Mineralogia topografică a României**, 1967, 377 p. + 1 pl., 21 lei.

ION VELCEA, **Ţara Oaşului. Studiu de geografie fizică şi economică** 1964, 168 p. +4 pl., 9 lei.

GH. BOMBIŢĂ, **Contribuţii la corelarea eocenului epicontinental în R. P. Română**, 1963, 116 p. +8 pl., 6,45 lei.

P. GÎŞTESCU, **Lacurile din R.P.R. — Geneză şi regim hidrologic**, 1963, 296 p. +7 pl., 22 lei.

N. VLAICU-TĂRĂRÎM, **Stratigrafia eocenului din regiunea de la sud-vest de Cluj**, 1963, 208 p. +24 pl., 15 lei.

T. IORGULESCU, N. I. NICULESCU şi MARIA PENEŞ, **Vîrsta unor masive de sare din R.P.R.**, 1962, 122 p. +1 pl., 6,10 lei.

ION PREDA, **Studiul geologic al regiunii Roşia — Meziad (Munţii Pădurea Craiului)**, 1962, 112 p. +11 pl., 8,85 lei.

AMALIA SZÖKE şi LIVIA STECLACI, **Regiunea Toroiaga — Baia Borşa, Studiu geologic, petrografic şi geochimic**, 1962, 240 p. + 25 pl., 19 lei.

VICTORIA STIOPOL, **Studiul mineralogic şi geochimic al complexului filonian din Munţii Ţibleşului**, 1962, 96 p. +3 pl., 4,80 lei.

VALERIA MICALEVICH-VELCEA, **Masivul Bucegi. Studiu geomorfologic**, 1961, 152 p. +18 pl., 17,80 lei.

* * * Probleme de geografie, vol. IX, 1963, 372 p. +17 pl., 22,30 lei.

* * * Probleme de geografie, vol. X, 1964, 312 p. +19 pl., 21,90 lei.

* * * **Cercetări de pedologie.** Lucrările Conferinţei de pedologie, Bucureşti, septembrie 1958, 1961, 680 p. + 20 pl., 34,20 lei.

* * * Probleme de geofizică, vol. I, 1961, 276 p. +9 pl., 13,70 lei.

* * * Probleme de geofizică, vol. II, 1963, 224 p. +8 pl., 14,50 lei.

REVISTE PUBLICATE ÎN EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ, GEOGRAFIE

- SERIA GEOLOGIE
- SERIA GEOFIZICĂ
- SERIA GEOGRAFIE

REVUE ROUMAINE DE GÉOLOGIE, GÉOPHYSIQUE ET GÉOGRAPHIE

- SÉRIE DE GÉOLOGIE
- SÉRIE DE GÉOPHYSIQUE
- SÉRIE DE GÉOGRAPHIE

ST. ŞI CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR. SERIA GEOLOGIE
T. 12 NR. 2 P. 265—492 BUCUREŞTI 1967

I P. „Informaţia" — c. 5007

43824

Lei 30.